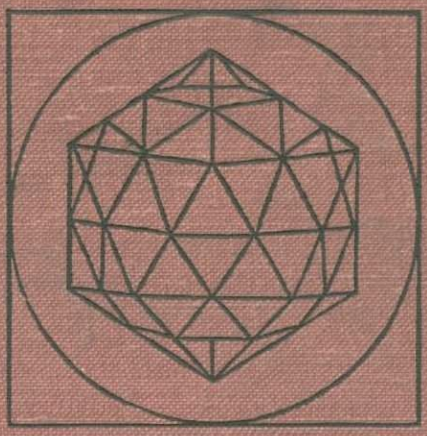
СОВРЕМЕННОЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ РУДООТЛОЖЕНИЕ



НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

ИЗДАТЕЛЬСТВО
·МИР·
МОСКВА

HOT BRINES AND RECENT HEAVY METAL DEPOSITS IN THE RED SEA

A Geochemical and Geophysical Account

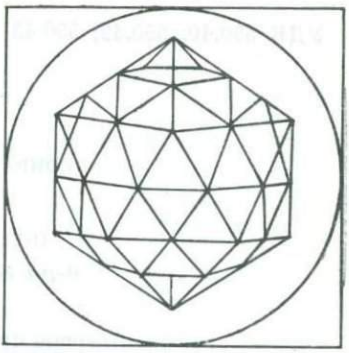
Edited by

Egon T. Degens and David A. Ross
Woods Hole Oceanographic Institution
Woods Hole, Massachusetts

SPRINGER-VERLAG BERLIN—HEIDELBERG—NEW YORK
1969

СОВРЕМЕННОЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ РУДООТЛОЖЕНИЕ

Под редакцией
Э. Дегенса и
Д. Росса



НАУКИ
О ЗЕМЛЕ

659

Фундаментальные
труды
зарубежных
ученых
по геологии,
геофизике
и геохимии

ИЗДАТЕЛЬСТВО
«МИР»
МОСКВА 1974



УДК 550.40; 550.42; 550.43

СОКРАЩЕННЫЙ ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО
П. П. Смолина

ПОД РЕДАКЦИЕЙ И С ПРЕДИСЛОВИЕМ
д-ра геол.-мин. наук В. Л. Барсукова

Впервые проблема современного гидротермального рудообразования всесторонне освещается в специальной монографии. Детально рассмотрены результаты океанологических, геофизических, геохимических и минералогических исследований уникальных глубоководных впадин Красного моря, в которых в настоящее время происходит отложение из горячих вод железа, марганца, меди, цинка и других металлов. Описаны состав осадков и минерализованных вод, их химическая и термическая зональность, динамические равновесия процессов рудоотложения, соотношения с геотермическим градиентом рифтовой зоны. Современные гидротермальные рассолы и осадки — это действующая модель образования стратиформных рудных месторождений.

Книга вызовет живейший интерес у широкого круга геологов, геофизиков и геохимиков.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

С $\frac{20803-346}{041(01)-74}$ 346—74 © перевод на русский язык, «Мир», 1974

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой вниманию читателей коллективной монографии освещены результаты проведенного американскими учеными изучения горячих минерализованных рассолов и осадков в трех донных впадинах Красного моря. В этих осадках установлены слои аморфного гётита, сульфидов, манганосидерита и манганита с содержанием окислов железа до 67%, марганца до 35%, цинка до 12% и меди до 4,5%. Геотермальная система Красного моря является одной из немногих известных в настоящее время систем, представляющих уникальную возможность наблюдений за современными процессами рудообразования, когда на наших глазах формируются стратиформные рудные залежи. Поэтому ознакомление широкого круга специалистов с результатами изучения термальных рассолов и рудоносных осадков и взглядами на их происхождение и историю формирования представляется чрезвычайно полезным.

Из капитальной монографии для перевода на русский язык отобраны статьи, наиболее полно освещающие геологические и геофизические особенности района Красного моря, его гидрографию и термометрию, содержание в водах и рассолах газов, данные по изотопному составу серы, стронция и свинца в рассолах и осадках, химический состав рассолов и осадков, минералогию и геохимию рудоносных осадков, а также возможное происхождение металлоносных рассолов и механизм образования из них рудоносных осадков.

Проблема происхождения горячих минерализованных рассолов Красного моря даже на основании проведенных достаточно углубленных исследований еще не может получить однозначного решения. Поэтому при отборе статей для русского издания мы стремились показать разные точки зрения и разные генетические модели. Так, основываясь на данных по изотопному составу кислорода и дейтерия в рассолах, Крейг считает, что воды Красного моря, просачиваясь в районе Аденского порога через трещины в земную кору постепенно нагреваются благодаря повышенному здесь геотермическому градиенту, растворяют имеющиеся в осадочных толщах эвапориты и, обогащаясь на пути длиной примерно 1000 км рудными элементами, изливаются во впадине Атлантис II на дне моря.

Г. Фор и Л. Джонс указывают на аномально низкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в рассолах по сравнению с нормальной водой Красного моря, что может быть связано с присутствием стронция, поступающего из глубинных магматических источников. Тот же факт, что в осадках этих впадин отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ возрастает с глубиной, может, как это справедливо указывает Г. С. Дзоценидзе[1], свидетельствовать о длительном, продолжающемся и ныне процессе поступления стронция из магматических источников. Р. Хендрикс, Р. Брукс и их соавторы рассмотрели данные о химическом составе рассолов и иловых вод осадков, в том числе и содержание в них микроэлементов. Они также касаются вопросов происхождения рассолов и считают гипотезу Крейга неубедительной. По их мнению, значительную роль в формировании рассолов играет вода, освобождающаяся при дегидратации гипса.

---

[1] «Геология рудных месторождений», № 5, стр. 3—55, 1972.

Особый интерес представляет статья Бишоффа, в которой излагаются результаты детального изучения химии и минералогии осадков Красного моря. Установлено наличие семи фаций осадков и дано подробное описание каждой из них. Автор высказывает весьма интересные соображения о вулканогенно-гидротермальном происхождении рудного вещества и совместно с Мангеймом делает попытку дать экономическую оценку обнаруженных в донных впадинах Красного моря рудоносных осадков. Всесторонний анализ полученных данных и их критическая оценка представлены в статье Эмери, Ханта и Хейса. Эта работа, по существу, суммирует и обобщает выводы авторов монографии. Ввиду ее особой ценности она помещена первой.

Разумеется, геотермальная система Красного моря, как и любая другая современная геотермальная система, не может и не должна рассматриваться как единственная возможная модель образования гидротермальных или вулканогенно-осадочных месторождений, грань между которыми иногда провести достаточно трудно. В то же время изучение современных рудообразующих геотермальных систем дает ценнейший материал для понимания многих особенностей процесса рудообразования в прошлом. Геотермальная система Красного моря представляет в этом плане особый интерес, поскольку она приурочена к рифтовой зоне, роль же рифтовых зон в рудообразовании в последнее время в свете данных новой глобальной тектоники привлекает все большее внимание.

В. Барсуков

ОБЩИЙ ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ ТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛОВ И РУДНЫХ ОСАДКОВ КРАСНОГО МОРЯ

К. Эмери, Дж. Хант, Э. Хейс

Вудс-Холский океанографический институт,
Вудс-Хол, Массачусетс

ВВЕДЕНИЕ

Площадь Красного моря составляет около 438 тыс. км^2, протяженность его 1800 км (включая Суэцкий залив — 2100 км), а максимальная ширина 270 км. Объем вод в Красном море равен примерно 215 тыс. км^3. Воды моря относятся к числу наиболее теплых и наиболее соленых во всем мире. Максимальная глубина моря 2920 м, но в южном его конце около Адена глубина составляет лишь 120 м.

Первое указание на более высокую, чем в нормальных водах, температуру в глубоких слоях появилось лишь в 1948 г. в материалах экспедиции на судне «Альбатрос», тогда как резко повышенная соленость глубинных вод была установлена экспедицией на судне «Атлантис» в 1959 г. За период между 1963 и 1967 г. экспедиции на кораблях «Атлантис II», «Дискавери», «Метеор» и «Океанограф» восемь раз посетили глубоководные впадины, содержащие горячие рассолы. В результате этих исследований накопилась информация о температуре (до 56°С), солености (примерно в 7,5 раз превышающей обычную) красноморских вод и положении границы между рассолами и нормальными водами, установленной посредством эхозондирования. Было также выявлено несколько обособленных рассолоносных депрессий. В октябре и ноябре 1966 г. экспедиция на судне «Чейн» совершила первый специальный рейс непосредственно для исследования термальных рассолов и залегающих под ними осадков. Результаты этой экспедиции в основном и послужили материалом для настоящей книги. В статьях этого сборника рассматриваются весьма различные аспекты термальных рассолов и связанных с ними осадков Красного моря. Усилия многих авторов были сконцентрированы в поисках ответа на несколько основных вопросов. Устанавливались специфические особенности региональной и локальной геологии, могущие объяснить происхождение необычных рассолов и осадков Красного моря. Химические, минералогические и физические особенности осадков рассматривались как результат проявления эндогенных и осадочных процессов. Обсуждалось время начала формирования системы термальных рассолов и возможность ее функционирования в настоящее время. Выявлялись аналоги рассолоносных впадин Красного моря в других районах мира. Оценивалось вероятное промышленное значение рудоносных осадков. Решались правовые вопросы, связанные с проблемой эксплуатации рудного месторождения Красного моря.

Цель настоящей статьи —кратко обобщить все данные, изложенные в настоящей книге. Для сокращения объема литературные ссылки опущены.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Стратиграфия и структура Красного моря и окружающих его районов может быть изучена со спутников, наземными исследованиями и океанологическими экспедициями. Каждый из этих способов исследований предоставляет свою

информацию, взаимно дополняющую друг друга. Цветные фотографии, полученные с управляемого человеком спутника «Джемини», содержат гораздо более детальные данные по сравнению с более ранними телевизионными изображениями, поступившими с метеорологических спутников «Тирос» и «Нимбус». Даже при поверхностном рассмотрении этих фотографий подтверждаются общие сведения, полученные по навигационным картам, о том, что противолежащие стороны Красного моря довольно извилисты и что выступы одного побережья совпадают с заливами другого. При более тщательном изучении фотографий, полученных со спутников, выясняется, что извилистость береговых линий определяется пересечениями нескольких систем разломов близкого простирания. Комплементарность (совпадение) противолежащих береговых линий позволяет предполагать, что выявившиеся мелкие разломы фиксируют ослабленную зону, по которой Аравийский блок в недалеком прошлом отодвинут от Африканского континента. О том, что Африка и Аравия непосредственно соприкасались, свидетельствуют разломы, ориентированные под большими углами к береговым линиям и с разрывом в пределах моря продолжающие друг друга на противолежащих сторонах бассейна. Главное отклонение от комплементарности двух сторон Красного моря располагается напротив Адена, где значительная площадь треугольных очертаний в настоящее время сложена вулканическими породами. В процессе раздвигания континентальной коры и образования Красного моря Аравийский блок переместился к северо-западу на расстояние около 130 км от Африки. Аналогичное левостороннее смещение на расстояние около 100 км проявилось в заливе Акаба и на его северном продолжении за Красным морем, о чем свидетельствует расположение блоков с выходами горных пород характерной окраски, а также топографические особенности земной поверхности.

При ранних геологических исследованиях региона, выполненных на земле, уже было установлено большинство соотношений, которые видны столь наглядно на фотографиях, полученных со спутников. Кроме того, наземными исследованиями, в том числе стратиграфическими, установлены различные геологические взаимоотношения, которые позволяют определить временную последовательность событий в эволюции Красного моря. Крупный срединный массив, сложенный докембрийскими магматическими и метаморфическими породами, вдоль как бы рассекается Красным морем. Этот массив окружен широким шельфом, на котором отлагались палеозойские морские осадки. Накопление морских осадков продолжалось и в течение мезозоя. В центральной, наиболее высокой части массива происходило накопление континентальных осадков. Упомянутая центральная часть массива в настоящее время располагается по обе стороны осевой части современного Красного моря. В течение позднепалеозойского времени происходили складкообразование и глыбовые перемещения, обусловившие смещение береговой зоны в разных направлениях, о чем свидетельствуют различные положения границы между морскими и континентальными толщами. Общая трансгрессия в регионе зафиксирована мощной толщей морских осадков, получившей наибольшее развитие в районе Суэцкого залива.

Примерно в том же направлении геологическая эволюция региона продолжалась и в раннетретичное время, причем проявилась общая тенденция к поднятию, особенно на северо-западе. В позднем олигоцене Суэцкий залив приобрел современную форму. Вслед за этим в течение раннего миоцена возник основной бассейн Красного моря, а в позднеплиоценовое время образовался залив Акаба. В результате наиболее раннего образования Суэцкого залива в нем присутствует очень мощная толща с почти непрерывным разрезом осадков от палеозойских до совре-

менных. Красное море окаймляется прибрежными равнинами, сложенными континентальными и морскими осадками, возраст которых колеблется от среднего миоцена до современного, тогда как близ залива Акаба совершенно отсутствуют прибрежные равнины. Во всех трех вышеупомянутых районах имеются коралловые рифы плейстоценового возраста, которые в настоящее время возвышаются на десятки метров над современным уровнем моря.

Наземные геологические исследования позволяют считать, что в течение позднего эоцена и, несомненно, в олигоценовое время в районе Суэцкого залива проявились сжимающие усилия, а в юго-восточном конце Красного моря одновременно действовали силы растяжения. Эти усилия привели к постепенному приоткрыванию разлома, развивающегося в направлении с юго-востока на северо-запад, что сопровождалось вулканической деятельностью в юго-восточной части региона, и тектоническая депрессия в юго-восточной части региона напротив Адена, имеющая треугольные очертания, была заполнена вулканическими породами. Этот блок располагается на одной линии с Восточно-Африканской рифтовой зоной и ее северо-восточным продолжением в Аденском заливе. Процессу приоткрывания Красного моря способствовало левостороннее движение по грабену залив Акаба — Мертвое море. Об этих движениях свидетельствуют смещения северных границ распространения докембрийских, меловых и других отложений. Временное отчленение Красного моря на ранних стадиях его развития от океана массой вулканических пород, отложившихся напротив Адена в процессе приоткрывания рифта, подтверждается характером толщи, развитой по обе стороны моря. Среднемиоценовые осадки здесь представлены базальными обломочными слоями, которые перекрываются гипсовой толщей, вероятно, континентального происхождения. Большая часть залегающих выше верхнемиоценовых осадков отложилась в среде повышенной солености, хотя присутствующие в них немногочисленные остатки морской фауны свидетельствуют, что в конце миоценовой эпохи в Красное море периодически проникали океанические воды. В плиоцене здесь широко отлагались морские осадки.

Исследования экспедиции на судне «Чейн» были сконцентрированы в районе рассолоносных впадин средней части Красного моря. Было установлено присутствие трех обособленных депрессий с термальными рассолами. Эти данные получены в результате исследований методом отражения звуковых волн от поверхности раздела вод с разной плотностью, расположенной на глубине около 2000 м, а также при последующем опробовании вод и осадков. Очертания всех трех депрессий в основном определяются изобатой 1900 м. Наиболее северная и наиболее крупная из впадин, Атлантис II, имеет максимальную глубину 2170 м. Центр этой впадины находится у координат 21°23′ с. ш. и 38°04′ в. д. Южнее расположена впадина Чейн, вероятно отделенная от впадины Атлантис II седловиной на глубине около 2009 м. Эта впадина меньше двух других, а максимальная глубина ее составляет лишь 2066 м. Западнее впадины Чейн располагается отделенная от нее седловиной (1980 м) впадина Дискавери, имеющая округлые очертания и максимальную глубину 2220 м. Дно впадин Атлантис II и Дискавери в целом плоское, хотя во впадине Атлантис II в средней ее части присутствуют три возвышенности, располагающиеся по линии, ориентированной под небольшим углом к общей оси Красного моря. Крутизна склонов депрессии колеблется от 5 до 35°. Общая площадь трех впадин в пределах изобаты 2000 м составляет около 70 км², т. е. 0,016% общей площади Красного моря и лишь примерно 0,003% его общего объема.

Непрерывные сейсмические профили, полученные по методу отраженных волн, показали, что в районе

рассолоносных депрессий присутствует горизонт, хорошо отражающий звуковые волны и расположенный на глубине от 0 до 350 м ниже дна Красного моря. Этот горизонт, однако, не установлен непосредственно под рассолоносными впадинами, хотя обычно он почти повсеместно наблюдается в бассейне Красного моря. Положение в пространстве и характер этой поверхности позволяют предполагать, что она соответствует несогласию, вероятно отражающему перерыв осадконакопления в позднем миоцене или раннем плиоцене. Сейсмические профили внутри депрессий довольно нечеткие, что, вероятно, обусловлено специфической природой осадков и располагающихся выше них рассолов. Ценность этих профилей снижается также и тем, что при их получении использовались низкочастотные волны с максимальной разрешающей способностью порядка 30 м. Более точные акустические измерения были получены с использованием высокочастотных импульсов от зонда, опускаемого почти к поверхности дна. При этих исследованиях было установлено некоторое расслаивание толщи донных осадков, а также их общая мощность порядка 25 м. Максимальная мощность осадков (включая пелагические) во впадине Атлантис II оценивается в 100 м, во впадине Чейн — 50 м, а во впадине Дискавери — 200 м.

В шести колонках осадков, отобранных в осевой части Красного моря или вблизи нее, в пределах расстояний не более 160 км от рассолоносных бассейнов обнаружены обломки вулканического стекла и базальтов. Химические анализы свидетельствуют, что по крайней мере два образца базальтов близки к океаническому типу (пониженное содержание калия и отсутствие нормативного нефелина). Вместе с тем по признаку повышенных содержаний железа и фосфора эти породы похожи на базальты африканской рифтовой долины. По содержаниям редкоземельных элементов эти образцы стоят ближе к океаническим базальтам. В целом базальты Красного моря, видимо, отличаются от базальтов континентального типа и сопоставимы с основными вулканическими породами океанических хребтов, фиксирующих участки раздвигания морского дна.

Почти десятилетние магнитометрические измерения, производившиеся в Красном море с бортов исследовательских судов, показали наличие в этом бассейне осевого пояса аномалий. Пояс зигзагообразно изгибается в соответствии с изменениями направления береговых линий. Новые детальные магнитометрические измерения показали, что депрессии с термальными рассолами располагаются в пределах этого осевого пояса магнитных аномалий. Характер отрицательной магнитной аномалии впадины Атлантис II и положительных аномалий, расположенных ниже впадин Чейн и Дискавери, свидетельствует, что магнитные объекты, обусловившие эти аномалии, располагаются на значительной глубине. При лабораторных измерениях магнитных свойств осадков из депрессий установлено, что даже сильно рудоносные их разности обладают слабой магнитностью. Кроме того, рудоносные осадки в общем имеют незначительную мощность, так что они не могли быть причиной магнитных аномалий. Магнитные аномалии вблизи депрессий с термальными рассолами характеризуются короткими длинами волн, амплитуда их составляет около 1000 гамм, а градиенты в пределах осевого пояса достигают 200 гамма/км. Аномалии с относительно небольшой амплитудой встречаются на некотором удалении в северо-западном направлении, тогда как в юго-восточном направлении в удалении от района рассолоносных впадин установлены магнитные аномалии с бо́льшими амплитудами. По своему характеру все аномалии сходны с установленными в поясах, параллельных атлантической и другим рифтовым зонам Земли. Такого рода аномалии связываются с раздвиганием морского дна в стороны от рифтовой зоны. В пределах таких

зон в течение миллионов лет с более или менее постоянной скоростью изливались эффузивные породы. По мере охлаждения и консолидации этих пород присутствующие в них магнитные минералы приобретали ориентировку, фиксирующую характер синхронного общего магнитного поля Земли. По неизвестным причинам полярность магнитного поля Земли изменяется через неправильные интервалы, возрастные значения которых в течение последних нескольких десятков миллионов лет приблизительно известны по результатам измерений магнитной полярности горных пород с точно установленным возрастом на суше.

Очертания и характер распределения магнитных аномалий в Красном море очень близки к известным в других местах на суше и в морях для периода, соответствующего последним 5 млн. лет. Если половину ширины пояса магнитных аномалий разделить на этот возраст их возникновения, то мы установим, что скорость раздвигания морского дна в Красном море составляет 1,5 см/год. Поскольку геологические наблюдения показывают, что движение здесь не имело характера простого приоткрывания под прямым углом к оси рифта, а имело также и левостороннюю компоненту, то скорость раздвигания морского дна в районе депрессии с термальными рассолами следует оценить примерно в 1,6 см/год. Примерно такая же средняя скорость типична для всех остальных рифтовых зон мира. Из очертаний берегов Красного моря следует, что приоткрывание происходило с поворотом на 7°. Это объясняется, вероятно, несколько бóльшей скоростью движения в юго-восточном направлении, чем в северо-западном. При сопоставлении скорости раздвигания морского дна в районе депрессий с термальными рассолами с указанными выше поправками и общего расхождения ранее соприкасавшихся береговых точек можно подсчитать, что рифтовый процесс начался 6—8 млн. лет назад. Эти цифры составляют примерно лишь половину определяемого по геологическим наблюдениям возраста современного красноморского бассейна. Очевидно, расхождения в возрасте, определенные этими двумя методами, обусловлены периодическими колебаниями скорости раздвигания морского дна.

Гравиметрическими исследованиями, проведенными с океанологических судов, в пределах осевого пояса Красного моря установлены высокие положительные аномалии Буге (+150 мгал). Эти аномалии свидетельствуют о большей мощности земной коры в пределах осевого пояса или о присутствии здесь пород большей плотности, чем в прилегающих с обеих сторон блоках. Таким образом, гравиметрические определения подтверждают данные магнитной съемки, на основании которых был сделан вывод, что осевая зона Красного моря интрудирована плотными базальтоидами. На основании данных гравиметрической съемки и более ранних сейсмических исследований методом отраженных волн предложена модель структуры глубинных зон, расположенных ниже Красного моря. В соответствии с этой моделью район депрессий с термальными рассолами непосредственно подстилается осадочными породами, эвапоритами и пирокластами, плотность которых колеблется от 2,31 до 2,43 г/см^3, а скорость прохождения сейсмических волн составляет 3,5—4,5 км/с. Мощность этих толщ непосредственно в пределах осевой зоны Красного моря составляет лишь 1 км, а в обе стороны от нее увеличивается до 7 км. По флангам Красного моря располагаются клиновидные блоки, мощность которых увеличивается в сторону суши до 15 км. Плотность горных пород в этих блоках составляет около 2,66 г/см^3, а скорость прохождения сейсмических волн колеблется от 5,5 до 6,4 км/с. Предположительно эти блоки сложены гранитоидами щита. Между двумя клиновидными гранитоидными блоками непосредственно под плащом осадочных пород располагается зона горных пород с плотностью 2,92 г/см^3 и скоростью прохождения сейсми-

ческих волн 6,8—7,3 км/с. Предполагают, что эта зона сложена базальтами, изливавшимися в рифтовой зоне по мере отодвигания блоков щита от оси Красного моря в процессе формирования рифта. Ниже осевой зоны Красного моря поверхность раздела Мохоровичича располагается на глубине около 22 км, а в стороны от осевой зоны понижается до глубины более 30 км. Такое положение этой границы отражает присутствие плотных пород в пределах осевого пояса Красного моря. Подобная умеренная глубина границы Мохоровичича типична для всех новообразованных бассейнов мира.

В результате измерений термических градиентов в осадках на 14 станциях во впадине Атлантис II установлено, что температуры здесь достигают 62,3 °С, тогда как в нижнем слое термальных рассолов установлена температура 56,5 °С, а в следующем, перекрывающем его слое 44 °С. В целом термические градиенты колеблются от +3,78 °С/м (что свидетельствует о поступлении тепла из осадка в вышележащие воды) до —0,87 °С/м (что свидетельствует о поступлении тепла в осадок из вышележащих вод). Эти данные совместно с лабораторными определениями теплопроводности осадков позволили рассчитать тепловой поток, составляющий во впадине Атлантис II 15—20 мккал/(с·см²). Величина же теплового потока в осевой зоне Красного моря, северо-западнее и юго-восточнее рассолоносных впадин колеблется от 1,5 до 8,0 мккал/(с·см²). Для сравнения укажем, что среднее значение теплового потока на дне океана по многим сотням измерений в различных районах мира составляет около 1 мккал/(с·см²).

Колебания скорости потери тепла дном Красного моря, вероятно, подтверждаются наблюдениями температуры термальных растворов впадины Атлантис II, которыми установлено ее увеличение примерно на 0,5 °С в течение 20 месяцев. Во впадинах Дискавери и Чейн ниже термальных рассолов залегают такие же осадки, как и во впадине Атлантис II, однако температура осадков меньше, чем рассолов. Эти наблюдения позволили предположить, что рассолы впадин Дискавери и Чейн некогда перелились из впадины Атлантис II через разделяющие эти депрессии седловины. Существовавшие ранее во впадинах Дискавери и Чейн более высокие температуры и более высокие уровни верхней поверхности слоя рассолов, вероятно, обусловили наблюдающийся здесь местами в осадках на глубине отрицательный термический градиент. При последующем совместном охлаждении рассола и осадков в отдельных участках этих впадин вблизи поверхности дна возникали и положительные градиенты.

Среднее значение теплового потока, установленного в донных осадках впадины Атлантис II, не может объяснить нагревания рассолов, установленного для периода в 20 месяцев и даже не компенсирует потери тепла из рассола в вышележащие слои Красного моря. Подсчеты общих потерь тепла рассолами позволяют полагать, что в настоящее время средний тепловой поток во впадине Атлантис II в действительности должен быть равным 80 мккал/ (с·см²) или больше. Это означает, что большая часть тепла в рассолоносной впадине Атлантис II поступает в результате интенсивной разгрузки очень горячих рассолов через локальные каналы. Такие излияния, очевидно, происходят в настоящее время, а также осуществлялись в прошлом через неправильные интервалы времени. Излияние больших количеств рассолов в прошлом можно предполагать исходя из присутствия в осадках впадин прослоев, сильно обогащенных рудными компонентами. Об этом же свидетельствуют признаки переливания термальных рассолов из впадины Атлантис II в прилегающие к ней депрессии, а также присутствие осадков, выпавших из рассолов на вершинах возвышенностей, выступающих в настоящее время над слоем рассолов в центральной части впадины. Очевидно, поступление тепла

происходит с конвекционными потоками воды, просачивающимися сквозь осадки, однако из этого источника и в особенности посредством молекулярной теплопроводности, вероятно, поступает лишь относительно немного тепла. Для предположений о поступлении тепла посредством общей конвекции, сопровождающейся перемешиванием осадков, нет оснований, поскольку в осадках сохраняется хорошо выраженная тонкая слоистость.

Геологические и географические данные позволяют нарисовать убедительную картину условий формирования и эволюции рассолоносных депрессий, а также уяснить источники тепла. Как можно судить по стратиграфии толщ, развитых по обеим сторонам Красного моря, а также по результатам магнитометрических исследований в осевой зоне моря, разъединение Аравии и Африки началось примерно 25 млн. лет назад, периодически прекращалось и продолжается в настоящее время. Гравиметрические и сейсмические измерения методом отраженных волн свидетельствуют о присутствии в осевом поясе моря слоя осадков, мощность которого увеличивается в обе стороны. Этот слой подстилается широкой полосой плотных пород, вероятно базальтоидов, заполнявших пространство, возникающее при раздвигании в разные стороны блоков, сложенных гранитоидами древнего щита. Вулканы и крупные потоки вулканических пород на суше наряду с обломками вулканического стекла и базальтов в пробах, отобранных из донных осадков в пределах осевого пояса, подтверждают мнение, что в процессе раздвигания морского дна происходили излияния базальтов. В регионе Красного моря землетрясения довольно малочисленны, однако признаки деформации земной коры проявляются в несогласиях, блоковых движениях, складчатости и недавнем поднятии коралловых рифов. Излияния базальтов, вероятно, сопровождались разгрузкой термальных рассолов через дно Красного моря. Очевидно, наиболее молодое излияние таких рассолов произошло в южной части впадины Атлантис II. В прошлом, по-видимому, периодически происходили поступления еще более крупных порций термальных рассолов, так что их количество во впадине Атлантис II сильно возрастало и они переливались через седловины в прилегающие депрессии, нагревая залегающие на их дне осадки. Вслед за излияниями рассолов наступали периоды меньшей активности, в течение которых происходило охлаждение рассолов и осадков, однако о современном поступлении тепла свидетельствует установленное в рассолах слабое увеличение температуры.

ВОДЫ

Температура поверхностных слоев воды в Красном море колеблется от 26 °С зимой до 30 °С и более летом, а соленость — от 37‰ в юго-восточном конце до 40‰ и более в северо-западном конце моря. Ниже зоны, располагающейся в интервале глубин от 100 до 400 м и выше слоя термальных рассолов, вода Красного моря необычайно однородна и имеет температуру 22 °С, общую соленость 40,6‰ и содержание растворенного кислорода 2,0 мл/л. В главной точке обмена водами с мировым океаном, близ Адена, в юго-восточном конце Красного моря, вероятно, во все сезоны происходит приток поверхностных вод из Индийского океана. Наиболее интенсивное течение зимой и наименьшее летом обусловлено противоположными направлениями господствующих ветров. Отток вод из Красного моря происходит через Баб-эль-Мандебский пролив на глубине. Подсчитано, что полный обмен вод Красного моря происходит в течение примерно 20 лет.

Во впадине Атлантис II нормальная морская вода в пределах интервала 25 м переходит в промежуточный слой рассолов, располагающийся ниже 2009 м. Этот слой очень однороден, температура воды в нем 44,2 °С, соленость 123‰,

растворенный кислород практически отсутствует. Ниже второго переходного слоя мощностью порядка 5 м располагается главное скопление термальных рассолов, начиная с глубины 2042 м. Средняя температура этого слоя 56,5 °С, соленость 257‰, растворенный кислород также отсутствует. В верхней части нижнего слоя рассолов, очевидно, происходит активное турбулентное движение, о чем свидетельствует разброс величин температур, в среднем составляющий 0,25 °С, что примерно в 10 раз превышает ошибку измерения опрокидывающимися термометрами. Такой разброс температур вероятен для конвекционных течений над неоднородным источником тепла, расположенным на дне впадины. Непосредственно над донными осадками в пределах длины термозонда были установлены колебания температур до 0,2 °С в течение 3 мин. Предполагается, что эти вариации обусловлены внутренними волнами. Определения просвечиваемости воды показали, что в основании общей колонны нормальной морской воды с температурой 22 °С, у верхней границы слоя рассолов с температурой 44 °С и в верхней части слоя рассолов с температурой 56,5 °С возрастает концентрация взвешенных осадочных частиц. Наиболее вероятно, что эти частицы представляют собой органогенный обломочный материал, всплывающий в верхние части относительно плотных слоев рассолов. К приборам при прохождении сквозь поверхности раздела слоев иногда приставали кусочки газетной бумаги, обрывки тканей и другой мусор, попавший сюда с проходящих судов. Вероятно, весь этот взвешенный материал способствовал увеличению в пограничных зонах жизнедеятельности бактерий.

Во впадине Дискавери плотные воды располагаются ниже переходной зоны мощностью 37 м. В интервале глубины 2023—2027 м располагается слой воды с температурой 36 °С. Ниже находится переходная зона мощностью 15 м, под которой в свою очередь располагаются, начиная с глубины 2042 м, придонные воды со средней температурой 44,7 °С, соленостью 257‰ и практически нулевым содержанием кислорода. Во впадине Чейн переходная зона начинается на глубине около 2010 м и продолжается до самого дна (2042 м, по определениям на одной станции), где температура достигает 34 °С. Вода над седловинами, разделяющими впадины, имеет меньшую температуру и соленость, чем во впадинах на соответствующих глубинах. Это означает, что во впадинах, и особенно в Атлантис II, скопления термальных рассолов имеют двояковыпуклую форму, кривизна которой должна быть функцией скорости поступления новых порций рассолов и скорости их охлаждения и разбавления вышележащими водами. Наличие двойного расслаивания во впадинах Атлантис II и Дискавери может свидетельствовать о периодичности поступления рассолов. Однако теоретические положения и эксперименты позволяют считать, что хорошо перемешанные слои, разделяющиеся резкими границами, характерны для жидкостей, стабилизированных по содержанию солей, но утративших устойчивость в результате подогревания снизу. Частичному смешиванию термальных рассолов с перекрывающими их менее горячими и менее солеными водами также могут способствовать внутренние волны.

В пользу того, что термальные рассолы впадин Дискавери и Чейн поступили в результате переливания из впадины Атлантис II, наиболее убедительно свидетельствует близость температур этих рассолов с температурами верхних термальных слоев впадины Атлантис II и общее сходство степени солености во всех рассолах этой системы. Кроме того, об охлаждении рассола, поступившего во впадину Дискавери, свидетельствует значительный отрицательный термический градиент (—0,015 °С/м) на расстоянии от 20 до 40 м над ее дном. В пределах 20 м над дном вода имеет меньший от-

рицательный градиент. Предполагается, что вода в этом слое опустилась вниз в результате частичного охлаждения и увеличения плотности. На высоте более 60 м от дна во впадине Дискавери наблюдается небольшой положительный градиент (+0,0005 °С/м), величина которого позволяет предполагать, что он связан исключительно с адиабатическим эффектом. В отличие от этого на трех станциях во впадине Атлантис II в аналогичных условиях обнаружен незначительный отрицательный градиент (—0,0003 °С/м), свидетельствующий о термической стабильности.

Таблица 1

Химический состав рассолов (г/кг)

Ионы	Впадина Атлантис II	Впадина Дискавери	Впадина Чейн	Мертвое море	Вода океана
Na^+	92,60	93,05	24,0	32,30	10,76
K^+	1,87	2,14	0,78	6,17	0,39
Ca^{2+}	5,15	5,12	1,18	13,98	0,41
Mg^{2+}	0,76	0,81	1,42	34,45	1,29
Sr^{2+}	0,04	0,04	0,01	0,20	0,008
Cl^-	156,03	155,3	41,9	178,20	19,35
Br^-	0,13	0,12	0,08	4,28	0,066
SO_4^{2-}	0,84	0,70	2,81	0,34	2,71
HCO_3^-	0,14	0,03		0,18	0,72
Si	0,03	0,003		$<0,01$	0,004
Fe	0,08	0,003		$<0,002$	0,00002
Mn	0,08	0,05	0,005	0,004	0,00001
Zn	0,005	0,0008		$<0,02$	0,000005
Cu	0,0003	0,0001		$<0,002$	0,00001
Co	0,0002	0,0001			
Pb	0,0006	0,0002		$<0,002$	0,000004
Ni		0,0003		$<0,002$	0,0000001
Соленость	257,76	257,37	72,19	270,11	35,71
Температура, °С	56,5	44,7	29,1	22,0	
Плотность	1,178	1,183		1,233	1,03

Концентрация главных и второстепенных компонентов в придонных водах трех рассолоносных впадин заметно отличается друг от друга (табл. 1). За исключением Na^+, K^+ и Mg^{2+}, содержание всех остальных ионов несколько выше во впадине Атлантис II по сравнению с впадиной Дискавери. В рассолах впадины Дискавери особенно обращают на себя внимание меньшие содержания сульфат-иона и рудных металлов, что, как полагают, объясняется более интенсивным в этом случае осаждением сульфидов металлов. Содержание главных ионов в рассолах впадины Чейн имеет промежуточную величину между концентрациями компонентов в рассолах двух других депрессий и в обычной морской воде. Однако величины отношения ионов к хлору показывают, что эту особенность состава рассолов впадины Чейн нельзя объяснить простым разбавлением морской водой. Важно подчеркнуть, что концентрация большинства ионов во всех рассолах по их соотношениям с хлором отклоняется от аналогичных величин обычных океанических вод. Сущность этого отклонения заключается главным образом в том, что концентрация рудных элементов в рассолах по сравнению с морской водой больше примерно в 1000 раз, тогда как содержание хлора больше лишь в 8 раз. С другой стороны, содержание магния и сульфат-иона во всех рассолах ниже, чем в обычных океанических водах. Интересно также сопоставить составы красноморских рассолов и засолоненных придонных вод Мертвого моря, которые считаются продуктом длительного выпаривания океанской

воды. При этом выявляется, что главные различия заключаются в значительно более высоких содержаниях в рассолах Красного моря натрия, железа и марганца и, наоборот, в значительно пониженных концентрациях калия, кальция, магния, стронция, хлора и брома. Состав рассолов Красного моря наряду с другими доказательствами позволяет достаточно однозначно считать, что эти рассолы не могли возникнуть в результате крайней эвапоритизации поверхностных вод. Подобная эвапоритизация должна скорее привести к увеличению, а не к уменьшению величины отношения к хлору содержаний сильно растворимых ионов калия, магния и брома. Сам по себе этот процесс не может также обусловить наблюдающееся резкое увеличение содержаний многих рудных элементов.

По величине отношения к высокорастворимому калию ионы океанических вод и придонных рассолов Мертвого и Красного морей существенно различаются (табл. 2). Сопоставление величин этих отношений

Таблица 2

Отношение ионов в океанской и морских водах

Отношение ионов	Океан	Мертвое море	Красное море	Мертвое море/океан	Красное море/океан
Na/K	25,64	5,23	49,50	0,20	1,93
Ca/K	1,05	2,26	2,75	2,15	2,52
Mg/K	3,31	5,58	0,41	1,69	0,12
Cl/K	49,60	28,85	83,50	0,58	1,68
Br/K	0,17	0,69	0,07	4,06	0,41

свидетельствует, что в Мертвом море содержание натрия и хлора уменьшилось по сравнению с океаном, тогда как в Красном море, наоборот, произошло обогащение этими компонентами. Магний и бром накапливались в Мертвом море, но в Красном море их содержание уменьшилось. Кальций накопился как в Мертвом, так и в Красном море. Изменение состава вод Мертвого моря по сравнению с океаническими связывают с выпадением в осадок хлорида натрия и концентрацией в воде калия, магния, кальция и брома, тогда как повышенные содержания этих компонентов в термальных рассолах Красного моря, возможно, свидетельствуют о повторном растворении здесь ранее выпавших в осадок галита и гипса. Таким образом, можно предполагать, что состав термальных рассолов Красного моря связан с циркуляцией подземных вод, заимствовавших главные компоненты при растворении пластов древних эвапоритов, а микроэлементы в результате растворения переслаивающихся с эвапоритами глинистых сланцев. Такие подземные воды могли просачиваться к телам недавно внедрившихся и еще не остывших базальтов. При этом их растворяющая способность увеличилась, они могли насыщаться новыми веществами, растворенными в ювенильных водах. В результате прогрева плотность рассолов уменьшилась, что обусловливало их восходящее движение и в конечном счете истечение на дно Красного моря во впадине Атлантис II.

Содержание стабильных изотопов кислорода и водорода (дейтерия) подтверждает предположения о генезисе рассолов, основанные на содержании в них главных ионов. Изотопный состав этих элементов в рассолах ($\delta^{18}O = 1{,}21‰$; $\delta D = 7{,}5‰$) почти такой же, как и в поверхностных океанических водах с соленостью, характерной для южной оконечности Красного моря. Эти данные означают, что рассолы не могли возникнуть в результате простой эвапоритизации океанической воды, поскольку в этом случае должно было произойти значительно большее увеличение концентрации тяжелого кислорода и дейтерия. Аналогичным образом они не могли образоваться и в результате растворения солей пресными водами (например, за счет атмосферных осадков, выпадающих на выходы эвапоритов). В этом случае в рассолах концентрации тяжелого кислорода и дейтерия были бы, наоборот, значительно меньшими, чем наблюдаются. Та-

ким образом, концентрация тяжелых изотопов кислорода и водорода в рассолах примерно соответствует величинам, которые следовало ожидать в том случае, если бы морская вода; по составу близкая к установленной в юго-восточной оконечности Красного моря, просачивалась сквозь осадочные толщи, обнажающиеся на мелководье, растворяла погребенные эвапориты, известные в бассейне Красного моря в кайнозойских толщах, и в конечном счете разгружалась в глубоководных впадинах Красного моря.

О неоднократности поступления рассолов свидетельствуют небольшие колебания величин $\delta^{18}O$, δD и $\delta^{34}S$, а также различия в содержании главных ионов и микроэлементов в слоях рассолов с температурой 56,5 и 44 °С во впадине Атлантис II и в рассолах впадины Дискавери.

959

Особенно полезную информацию для выяснения генезиса термальных рассолов содержат данные по изотопам серы. Величина $\delta^{34}S$ в сере растворенного сульфат-иона составляет примерно $+29^0/_{00}$ во всех рассолах и иловых водах. Точно такая же величина этого параметра установлена для вод Мирового океана, что свидетельствует не только об отсутствии резкой эвапоритизации при образовании рассолов, но также и о том, что после истечения рассолов на дно Красного моря в них не проявлялось сколько-нибудь заметное фракционирование с участием бактерий. Величина $\delta^{34}S$ в сульфидах осадков впадины Атлантис II колеблется от $+3$ до $+11^0/_{00}$. Эти пределы позволяют предполагать, что сульфидная сера образовалась при высокотемпературном восстановлении сульфат-иона органическим веществом глинистых сланцев, а не в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий.

Метан, этан и другие легкие углеводороды, содержащиеся в рассолах, вероятно, поступали в них в результате выщелачивания из осадочных толщ, сквозь которые мигрировали рассолы. Хотя здесь содержание этих газов примерно в 1000 раз больше, чем в близповерхностных океанических водах, эти газообразные углеводороды присутствуют в целом в незначительном количестве, лишь около 0,06 мл/л.

Химизм современных термальных рассолов определяется не только составом излившегося исходного рассола и смешиванием его с вышележащими морскими водами, но и более поздними изменениями. Одни преобразования обусловлены продолжающимся смешением рассолов с залегающими выше нормальными водами, в связи с чем формируется слой промежуточного характера над толщей термальных рассолов. Другие связаны с химическими реакциями, протекающими внутри самого рассола. Одна такая реакция осуществляется близ верхней поверхности слоя рассолов с температурой 44 °С во впадине Атлантис II. В результате появляется бурый осадок сразу же после того, как анаэробный рассол начинает насыщаться растворенным кислородом. Этот осадок состоит преимущественно из окиси железа, однако в нем также присутствуют следы меди, никеля, кобальта, марганца и свинца, захваченных при осаждении.

Другие химические реакции, вероятно, проявляются непосредственно на верхней границе массы анаэробного рассола или слегка ниже нее. Наиболее важные из этих реакций — восстановление сульфат-иона до сульфида в результате деятельности бактерий и осаждение сульфидов рудных металлов. Роль бактерий в этом процессе четко установлена во впадине Дискавери, где величина $\delta^{34}S$ в сульфидах металлов, присутствующих в осадках, составляет менее $-20^0/_{00}$ в отличие от $\delta^{34}S = +20^0/_{00}$ в сульфат-ионе рассола, лежащего выше. Безуспешность попыток определения сероводорода хотя бы по его запаху в рассолах, вероятно, означает лишь, что металлы присутствуют в настоящее время в избытке, в связи с чем сероводород сразу же после образования входит в реакции и удаляется в осадок. Наличие в рас-

Библиотека Института геологических наук АН Арм.ССР им. А.Н. Заварицкого

соле сульфид-иона, способного вступать в реакции с медью и свинцом, подтверждается почернением латунных и свинцовых деталей пробоотборников, погружаемых в термальные рассолы. Об этом же свидетельствуют и установленные для рассолов величины восстановительного потенциала (—100 мВ при pH = 5,0). Анаэробная обстановка в термальных рассолах может также приводить к бактериальной денитрификации аммиака, образующегося в результате разложения органического вещества. Именно подобной денитрификацией можно объяснить избыток молекулярного азота, достигающий почти 70% по отношению к аргону в термальных рассолах, сравнительно с величиной этого отношения в обычной океанической воде.

Растворенное органическое вещество присутствует в рассолах примерно в том же количестве, как и в обычных океанских водах. Содержание его примерно эквивалентно 1,5 мг/л углерода. Это органическое вещество, вероятно, частично захватывается осаждающейся гидроокисью железа из слоя, расположенного непосредственно над скоплением рассолов. Такое предположение подтверждается исследованием рассолов, произведенным непосредственно на корабле. В результате этих наблюдений было установлено, что гидроокись железа захватывает при осаждении примерно 30% растворенного органического вещества. Некоторые частички органического вещества, несомненно, попали на дно при гравитационном осаждении со скелетами кремневых и известковых организмов, а также с неорганическим обломочным материалом. Немногочисленные определения органического углерода в осадках показали, что этот компонент присутствует в них в количестве 0,2—0,7%, тогда как содержание азота колеблется в осадках от 0,02 до 0,03%. Эти содержания находятся в пределах величин, характерных для большинства глубоководных осадков, причем содержание углерода даже несколько повышено, если учесть присутствие в осадках тяжелых металлов (в пересчете на вещество осадка без учета металлов содержание углерода составляет около 4%).

ОРГАНИЗМЫ

В горячих рассолах можно обнаружить или непосредственно обитающие в них и в подстилающих осадках организмы, или опустившиеся сюда из верхних слоев их остатки. Биогенный материал любого из этих двух источников должен изменять состав рассолов и иловых вод. Биогенные остатки, поступившие в осадки из толщи вод, залегающей над рассолами, также служат исходным материалом большей части органических соединений, кроме того, распределение их в толще осадка позволяет судить об эволюции климатических условий и изменениях характера воды Красного моря.

Особый интерес составляет изучение организмов, особенно бактерий, обитающих в термальных рассолах, поскольку с их деятельностью предположительно связывают восстановление сульфат-иона и денитрификацию в рассолах. Однако даже априорно существование организмов в рассолах кажется сомнительным, поскольку высокие температуры, большая соленость и повышенные концентрации рудных элементов должны в сильной мере мешать жизнедеятельности. Для изучения бактерий стерильными методами отбирались пробы воды, термальных рассолов и подстилающих их осадков. Эти пробы помещались в специальные среды и в них создавались при различных температурах условия, благоприятные для выращивания бактерий. Живые бактерии удалось выявить в пробах нормальной морской воды (с температурой на месте 22 °С), в пограничной зоне между водой и рассолом с температурой 44 °С (в одной из трех очень крупных проб), в донных осадках, залегающих выше верхней границы скоплений рассолов (в том числе на седловине, соединяющей с юга впадину Атлантис II с двумя другими рассолоносными депрес-

сиями), и, наконец, в пробах осадков впадины Дискавери.

В колонках осадков из рассолоносных впадин и прилегающего к ним района встречены твердые остатки многих пелагических организмов, погрузившиеся из близповерхностных водных слоев на дно после отмирания. Преобладают среди них панцири фораминифер. Очень широкие вариации числа видов и относительных количеств их представителей, а также общее сродство с фауной Индийского океана свидетельствуют, что главный, а возможно, и единственный источник фораминифер района расположен на юго-востоке. Большинство видов фораминифер встречается в осадках, соответствующих периоду последних 11 000 лет, что свидетельствует о наиболее благоприятных для жизнедеятельности условиях этого отрезка времени. Вероятно, наиболее выносливыми были два вида —*Globigerinoides ruber* и *G. sacculifer*, причем первый из них оказался наиболее стойким по отношению к низким температурам и высокой солености. Количественные соотношения остатков этих двух видов, видимо, представляют собой хороший показатель климатических условий. В последние 11 000 лет доминируют остатки *G. sacculifer*. В осадках, отложившихся в период 11 000—20 000 лет назад, присутствуют оба вида, причем вверх по разрезу постепенно увеличивается количество *G. sacculifer*, что свидетельствует о последовательном потеплении. В осадках, соответствующих периоду 20 000—45 000 лет назад, доминирует *G. ruber*, а *G. sacculifer* обычно отсутствует. Этот отрезок времени предположительно относится к длительному похолоданию при высокой солености воды в течение вюрмского оледенения. Периодическое появление *G. sacculifer* в осадках, отложившихся в период 20 000—37 000 лет назад, свидетельствует о кратковременных потеплениях. Такого же рода соотношения двух видов фораминифер свидетельствуют о значительно более продолжительном потеплении (45 000—60 000 лет назад), которому предшествовал еще один период изменчивого климата продолжительностью в 20 000 лет. В нормальных известковых илах остатки донных организмов встречаются в умеренных количествах по сравнению с пелагическими, а в колонках осадков рассолоносных впадин они практически отсутствуют.

По сравнению с фораминиферами остатки других пелагических организмов относительно малочисленны и имеют меньшее значение в качестве индикаторов климатических условий. Тем не менее почти все они распределяются в разрезе осадков зонально в зависимости от температуры, солености и уровня моря. Однако обоснованную взаимную корреляцию зонального распределения органических остатков в осадках произвести не удалось, главным образом потому, что эти данные получены в разных колонках, отобранных преимущественно за пределами рассолоносных впадин. В наибольших количествах встречены кокколитофоры. Эти тропические и субтропические организмы повсеместно встречаются в одной колонке осадков, соответствующих периоду в последние 80 000 лет. Исключение составляют несколько видов, характерных для относительно холодных вод и присутствующих в зоне, в возрастном отношении отвечающей интервалу времени от 13 000 до 24 000 лет назад, соответствующему последнему оледенению и понижению уровня океана. Кремневые панцири радиолярий встречены во многих колонках осадков, но в пределах впадины Атлантис II они обнаружены лишь в немногих слоях трех колонок. Эти слои соответствуют периоду 9 000—12 000 лет назад. Интересно, что радиолярии имеют большее сходство с формами Индийского океана, чем с формами Средиземного моря. Во многих колонках осадков присутствуют конические раковины птеропод (пелагических гастропод). Обращает на себя внимание уменьшение числа видов радиолярий и преобладание среди них мелко-

водных форм в период 13 000—24 000 лет назад, в который происходило общее понижение уровня Мирового океана. В содержании хитиновых пластинок динофлагеллат (жгутиковых простейших), изученных в двух колонках, обнаруживаются вариации, близкие к установленным для фораминифер и подтверждающие представление о четырех периодах подъема уровня Красного моря в течение последних 80 000 лет.

Величина $\delta^{13}C$ в растворенном карбонате нормальной морской воды Красного моря с температурой 22 °С в среднем равна $+1‰$, т. е. типична для тропических и субтропических вод Мирового океана. Значения же этого параметра в рассолах составляют около $-2‰$ в слое с температурой 44 °С во впадине Атлантис II и $-4‰$ в слое с температурой 56,5 °С. Таким образом, величина $\delta^{13}C$ в термальных рассолах ниже, чем в морских карбонатах. Это позволяет предполагать, что в рассолах к растворенному нормальному морскому карбонату примешивался углерод с повышенным количеством легкого изотопа, вероятно имеющий ювенильное происхождение. Можно предполагать, что величина отношения изотопов углерода в прошлом варьировала вследствие предпочтительной концентрации в воде тяжелого изотопа (^{13}C) по сравнению с легким (^{12}C) в течение периодов резкой эвапоритизации. Вероятно, проявились и некоторые вариации величины отношения изотопов кислорода $^{18}O/^{16}O$. Эти вариации должны были фиксироваться в панцирях фораминифер и птеропод, обитавших в поверхностных и близповерхностных слоях воды, а после отмирания погребенных в осадках. Определения изотопов углерода и кислорода в птероподах с различных глубин нескольких колонок показали, что величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в этих скелетах носят случайный характер. Это, вероятно, обусловлено обитанием птеропод значительно ниже уровня моря, а также вторичными изменениями их скелетов в осадках и нарастанием на раковины арагонита. Более определенны данные по фораминиферам, особенно о вариациях величины $\delta^{18}O$, для которой устанавливается несколько периодов медленного нарастания вверх по разрезу осадков, чередующихся с резкими понижениями с амплитудой этих колебаний около $2‰$. Согласно результатам определения абсолютного возраста осадков радиоуглеродным методом, резкие уменьшения величины $\delta^{18}O$ происходили 13 000, 24 000, 42 000 и 70 000 лет назад. Медленное нарастание величины $\delta^{18}O$ приписывается увеличению концентрации тяжелого изотопа кислорода в засолоненном замкнутом бассейне, возникающем при отчленении Красного моря от Индийского океана в результате общего понижения уровня океана в периоды оледенений. Резкие уменьшения величины $\delta^{18}O$, очевидно, обусловлены поступлением нормальной морской воды из Индийского океана при повышении уровня океана в межледниковые периоды до высоты южного порога Красного моря близ Адена. Это предположение отчасти подтверждается данными по вариациям величины $\delta^{13}C$, которая имеет тенденцию получать наименьшие значения одновременно с $\delta^{18}O$. Однако циклы вариаций $\delta^{13}O$ несколько затушеваны интенсивным удалением тяжелого углерода в осадок с карбонатом кальция в течение периодов наибольшей солености воды в Красном море.

В целом данные по изотопному составу скелетов организмов и общие наблюдения над их распределением в осадках позволяют следующим образом охарактеризовать палеообстановку района.

В течение последних 11 000 лет и в периоды 20 000—24 000 лет, 35 000—42 000 и 65 000—70 000 лет назад стоял высокий уровень воды, Красное море сообщалось с Индийским океаном, температуры были высокими, а соленость воды — нормальной.

В периоды 11 000—20 000, 24 000—35 000, 42 000—65 000 и 70 000—80 000 лет назад уровень воды в регионе был низким, Красное море

изолировалось от Индийского океана, температуры были низкими, а соленость воды — высокой.

Известковые панцири фораминифер и раковины птеропод также использованы для 23 определений абсолютного возраста радиоуглеродным методом в пробах, отобранных из различных интервалов в колонках осадков из рассолоносных впадин и прилегающего района Красного моря. Эти организмы при жизни выделяли свой карбонат кальция в пределах верхних нескольких сотен метров толщи воды Красного моря. Радиоуглеродное датирование по этому материалу преследовало несколько целей. Одной из целей было определение моментов поступления вод из Индийского океана после продолжительных периодов изоляции и интенсивной прогрессивной эвапоритизации Красного моря. Наиболее важное значение имеют определения, относящиеся к моменту около 11 000 лет тому назад, когда в конце вюрмского оледенения произошел быстрый подъем уровня океана.

Вторая цель радиоуглеродного датирования заключалась в определении скорости накопления осадков. Сопоставление полученных цифр абсолютного возраста с расстояниями между пробами в колонках осадков показывает, что скорость седиментации колебалась от 6 см/1000 лет до 63 см/1000 лет. В общем рудоносные осадки отлагались со скоростью более 40 см/1000 лет. В отличие от этого в колонках, взятых за пределами рассолоносных впадин, установлены гораздо меньшие скорости накопления осадков. Для карбонатных фракций они составляют около 8 см/1000 лет, а для обломочного силикатного материала — примерно 2 см/1000 лет. Скорость седиментации обломочного силикатного материала в Красном море больше, чем в открытом океане, но меньше, чем в Средиземном море и в области южнее Калифорнии, куда в большом количестве поступают речные взвеси.

Наконец, данные измерений радиоуглерода в колонках впадины Атлантис II свидетельствуют о том, что наиболее поздняя крупная фаза гидротермальной деятельности и рудоотложения началась примерно 12 000 лет назад и продолжается до настоящего времени. В колонке, отобранной за пределами рассолоносных впадин, зафиксирован и более древний этап отложения рудоносных осадков, относящийся к моменту примерно 20 000 лет назад и характеризующийся меньшей скоростью седиментации, чем во впадине Атлантис II. Возможно, рудоотложение происходило и в еще более отдаленные времена, однако эти осадки расположены глубже интервала опробования экспедицией 1966 г.

ОСАДКИ

В период экспедиции судна «Чейн» в 1966 г. пробы донных осадков были получены в виде колонок: 19 из них отобраны гравитационным, 17 — поршневым и 15 — черпаковым пробоотборником; 7 — пробоотборниками типа Кастен; кроме того, было извлечено 3 дражных пробы. Длина девяти колонок, полученных поршневыми пробоотборниками, превышала 7,5 м. Большинство колонок осадков отобрано в пределах впадин с термальными рассолами или непосредственно в их окрестностях. Остальные колонки извлечены в других районах Красного моря с целью получения общей информации об осадках региона.

Наиболее четкую полосчатость имели осадки впадины Атлантис II, что обусловлено хорошей их слоистостью, частично с тонкой отдельностью, а также пестрой окраской, меняющейся от черной до белой и от желтой до голубой и красной. Гранулометрический состав осадков варьирует в широких пределах, но в большинстве случаев их можно назвать песчано-глинистыми илами (силт).

По цвету, структуре и составу в колонках осадков выделены семь фаций.

Обломочная фация — коричневато-бурые грубозернистые осадки, состоящие из известковых раковин и панцирей пелагических организмов, а также обломочных кварца и полевого шпата с примесью глинистых минералов. Осадки этой фации наиболее типичны для площадей за пределами рассолоносных впадин.

Железисто-монтмориллонитовая фация — черные тонкозернистые осадки, сложенные преимущественно глинистым веществом и окислами железа, с некоторой примесью сфалерита. Характерно очень высокое влагосодержание, обусловленное залеганием осадков этой фации непосредственно на дне у границы с водной толщей.

Фация гётита и аморфных окислов железа—тонко-среднезернистые осадки оранжевой и желтой окраски, состоящие главным образом из гётита, образующего округлые тельца (сферулы) диаметром от 1 до 30 мкм. Осадки этой фации наиболее широко распространены среди геотермальных отложений. Они с резкой границей подстилают осадки обломочной или железисто-монтмориллонитовой фаций. Мощность их возрастает от 1 м во впадине Атлантис II до 4 м на седловине и во впадине Дискавери; даже на расстоянии более 150 км южнее рассолоносных впадин встречен слой существенно гётитовых осадков мощностью 1 см. Особый интерес представляет переход гётита в гематит в двух колонках у южного конца впадины Атлантис II, что предположительно обусловлено повышением температуры поблизости от жерла, по которому поступали термальные рассолы.

Сульфидная фация — черные тонкозернистые осадки — распространена только во впадине Атлантис II в виде однородного пласта. Полностью сульфидные осадки пересечены лишь одной колонкой, где их мощность составляет 174 см, но присутствуют в неполном разрезе еще в трех колонках. Осадки этой фации интересны наиболее высокой концентрацией в них рудных металлов, входящих преимущественно в состав сульфидов — моносульфида железа, марматита или сфалерита, халькопирита и пирита.

Манганосидеритовая фация — коричневато-бурые полуконсолидированные маломощные прослои, встречающиеся внутри осадков железисто-монтмориллонитовой и гётитовой фаций.

Ангидритовая фация — белые грубокристаллические массивные прослои мощностью до 20 см.

Манганитовая фация — черные осадки, по облику близкие к сульфидным, но значительно меньшей мощности и менее распространены. В состав их, помимо манганита, входит несколько необычных марганцевых минералов.

Материал осадков фракции 2—62 мкм, составляющий около 90% изучавшихся проб, подвергся химическому анализу. По средним значениям содержания компонентов (43 анализа) можно видеть ясные различия химического состава осадков разных фаций (см. табл. 3 на стр. 173).

Совершенно обособленный участок с гётитовыми осадками был обнаружен в 300 км севернее впадины Атлантис II по колонке, отобранной с глубины 1486 м кораблем «Вима». Слой гётита мощностью 50 см залегает здесь на глубине 4,6 м от поверхности дна. Предполагается, что возраст этого осадка 100 тыс. лет, т. е. значительно больше всех отложений, опробованных с судна «Чейн». Присутствие в гётите ощутимых количеств цинка и меди позволяет предполагать для этого рудного осадка такое же происхождение, как и во впадине Атлантис II.

Среди рудных элементов в осадках впадины Атлантис II присутствует свинец, содержание которого составляет 300 млрд$^{-1}$, это значительно больше, чем во впадине Дискавери и во всем прилегающем районе. Установлено, что в своем распределении в осадках свинец прямо коррелируется лишь с медью и цинком, но не коррелируется с железом и марганцем. При попытке сопоставить изотопный состав свинца осадков

($^{207}Pb/^{208}Pb$) впадины Атлантис II и различных месторождений мира выявился современный возраст рудной минерализации Красного моря, что вполне соответствует определениям абсолютного возраста вмещающих осадков радиоуглеродным методом.

По величине отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Sr/Cl рассолы впадин Атлантис II и Дискавери близки друг к другу и отличаются от нормальной морской воды. Эти особенности состава рассолов позволяют предполагать, что они поступали из магматического источника. Изотопный состав стронция в аутигенных минералах осадков обеих впадин изменяется с углублением от поверхности дна, отличаясь вместе с тем от изотопных отношений в водах и термальных рассолах. Эти вариации, видимо, отражают различия в режиме седиментации в соответствии с периодами изоляции Красного моря при континентальных оледенениях и понижении уровня океана.

Содержание относительно долгоживущих изотопов урана и тория в осадках Красного моря типично для глубоководных морских осадков вообще. Частично эти элементы, вероятно, поступали в осадок с рассолами, частично с обломочным материалом, а также были захвачены при седиментации из верхних слоев водной толщи. Судя по цифрам абсолютного возраста, вычисленным для проб исходя из содержания ^{230}U и ^{231}Pa, скорость накопления рудных осадков составляла не менее 40 см/100 лет, что вполне согласуется с аналогичными данными, полученными по радиоуглеродному методу.

Электронное микрозондирование проб осадков показало, что рудные металлы в основном входят в состав сульфидов. Марказит образует таблитчатые кристаллы в срастаниях с ангидритом и выполняет полости известковых микроокаменелостей. Халькопирит и марматит слагают сростки, обогащая попеременно концентрические зонки вокруг некоторых центров.

В рудных осадках Красного моря присутствуют те же металлы, которые характерны для жильных сульфидных месторождений железа, цинка, меди и свинца малой и умеренной глубинности. Близки и содержания микроэлементов. Однако в отличие от жильных месторождений рудные минералы не концентрируются по трещинам и разломам во вмещающих породах, а образуют рассеянную вкрапленность в пластах осадков. Именно такую форму их нахождения и следует ожидать при разгрузке металлоносных растворов, поступающих из магматических пород по системе трещин на дно глубоких морских впадин. При отсутствии ограничивающей твердой среды растворы должны распространяться равномерно в стороны в нижних слоях толщи морской воды. По мере их охлаждения и при наличии сульфид-ионов, содержащихся первоначально в рассолах или за счет восстановления бактериями сульфат-иона исходной морской воды, металлы должны отлагаться в виде рассеянной примеси во вмещающих карбонатных и обломочных осадках.

Хорошо известны жильные месторождения с ассоциацией пирит — сфалерит — халькопирит — галенит. В США примерами такого рода могут служить месторождения южного Иллинойса и месторождение Джоплин в Миссури. Такие месторождения образуются длительное время спустя после отложения вмещающих их осадочных пород. Если растворы, сформировавшие эти рудные залежи, достигали поверхности и разгружались в морях, то рудоносные осадки обычно впоследствии длительное время подвергались эрозии. В нескольких случаях, однако, поверхностные рудные осадки, вероятно, сохранились. Один из примеров такого рода известен в Японии близ Акита на острове Хонсю. Здесь в относительно древних породах залегают жильные тела галенита и сфалерита, а в перекрывающей древние породы слоистой толще миоценовых осадков также присутствуют галенит, сфалерит и ассоциирующие с ними минералы.

Нижний металлоносный пласт в миоценовой толще, получивший название желтой руды, сложен преимущественно халькопиритом, халькозином и пиритом. В верхнем металлоносном пласте, названном черной рудой, преобладают галенит и сфалерит с примесью золота, серебра и ртути. У поверхности имеется третий рудоносный слой, обогащенный марганцем и железом. Мощность рудоносных пластов уменьшается к периферии миоценового бассейна, где они постепенно переходят в гипсовые фации. Эти миоценовые рудные осадки Японии, вероятно, во многих отношениях позволяют видеть красноморское месторождение в третьем измерении. Другие примеры более или менее сохранившихся месторождений эксгаляционно-осадочного типа можно видеть в Мишипикотенском горнорудном районе (Онтарио) в Канаде, а также на Караджальском рудном поле в Казахстане, СССР.

В большинстве случаев рудоносные осадки типа красноморских — вероятно, имеют переходный характер и в дальнейшем сильно изменяются. Например, рудное месторождение Красного моря в случае достаточного понижения уровня воды может подвергнуться интенсивной эрозии. При этом большая часть цветных металлов будет снесена в океан и в конечном счете сохранится лишь маломощный слой оолитовых железорудных осадков, подобных юрской минеттовой толще северной Европы и клинтонским силурийским рудам юго-восточной части США. В случае дальнейшего поступления термальных рассолов современные рудные осадки могут селективно растворяться с выщелачиванием металлов, так что в конечном счете на их месте сохранится лишь кремнево-глинистый остаток. За счет выщелоченных металлов в других местах, вероятно, в ассоциации с известняками, могут формироваться более богатые руды, примером чего могут служить свинцово-цинковые месторождения типа долины Миссисипи в США. Если даже дальнейшего истечения растворов не будет, современные красноморские рудные осадки могут в дальнейшем претерпеть частичное растворение и переотложение в процессе обезвоживания с возникновением в конечном счете толщи чередующихся железорудных и кремнеземистых прослоев типа докембрийских железистых кварцитов горнорудного района озера Верхнего в США и Канаде.

ЭКОНОМИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

Содержание промышленно-ценных компонентов во впадине Атлантис II значительно больше, чем в любых других известных в настоящее время крупных морских осадочных месторождениях. В верхних десяти метрах осадков, опробованных колонками, общие запасы руды в пересчете на твердое вещество составляют около 83 млн. т. Ниже опробованного интервала также залегают, рудоносные осадки, мощность которых может колебаться от 20 до 100 м. Рудные осадки развиты также и во впадине Дискавери. Стоимость главных металлов в верхних 10 м осадков во впадине Атлантис II по ценам 1967 г. на конечные товарные продукты составляет 2,5 млрд. долл. Кроме того, в виде малых примесей в рудах присутствуют кобальт, никель, кадмий, мышьяк, олово, германий, висмут, индий и ртуть. Средняя стоимость полезных компонентов в рудоносных осадках впадины Атлантис II составляет в пересчете на твердое вещество около 30 долл./т и около 5,2 долл./м^3 сырого осадка.

Несмотря на большую общую стоимость металлов в осадках впадины Атлантис II, промышленное значение месторождения определяется соотношениями этой стоимости с издержками на добычу и переработку. Лишь при возможности рентабельного извлечения металлов скопления рудных осадков можно будет рассматривать как промышленное месторождение, в противном же случае они останутся просто интересным рудопроявлением. Программа полной промышленной оценки месторождения довольно сложна и предполагает следующие мероприятия:

1. Опробование осадков по значительно более густой сети и на большую глубину по сравнению с проведенным к настоящему времени, более полное и систематическое опробование колонок.

2. Экспериментальное обоснование предполагаемого способа транспортировки рудных осадков к поверхности по трубопроводам.

3. Технологические исследования, которые должны показать рентабельность какого-либо из следующих способов передела руд:

а) растворение металлов в кислотах или щелочах с последующим химическим их осаждением или извлечением посредством ионообменных реакций; б) прямая плавка осадка в целом или некоторого его концентрата; в) флотационное извлечение рудных минералов; г) другие возможные методы.

4. Технолого-экономическая сравнительная оценка способов переработки руд: прямое выщелачивание, обезвоживание или переработка в сыром виде. Сравнительная оценка схем переработки на борту рудодобывающего судна (с проблемой достаточного удаления хвостов с тем, чтобы они вновь не поступали в передел) и на побережье (стоимость перевозки всей сырой руды и перегрузки ее с рудодобывающего судна на рудовоз).

5. Экономический анализ с целью определения оптимальной производительности предприятия, позволяющей, с одной стороны, избежать очень крупных капитальных вложений перед началом эксплуатации и, с другой стороны, обеспечивающей наиболее целесообразную стоимость эксплуатационных работ.

Для решения всех перечисленных технологических и экономических задач явно требуются значительные исследования и много времени. Причем и в случае выбора рентабельного варианта еще предстоят в дальнейшем строительство предприятия и монтаж оборудования. Однако опыт разработки крупных месторождений на суше свидетельствует, что только такое предварительное изучение покажет, не выше ли стоимость конечного продукта из морских месторождений, чем из других источников. Очевидно, с течением времени стоимость металлов из других месторождений будет возрастать, однако, вероятнее всего, увеличится и стоимость добычи на морском дне. Таким образом, вопрос о возможности рентабельной эксплуатации рудных осадков Красного моря остается пока открытым.

Перед эксплуатацией месторождения неизбежно возникнет и ряд правовых вопросов, которые в настоящее время толкуются юристами поразному.

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ РАЗДВИГАНИЯ МОРСКОГО ДНА В АДЕНСКОМ ЗАЛИВЕ И КРАСНОМ МОРЕ НА СТРУКТУРУ АРАВИЙСКОГО ЩИТА

П. Бурек

Юго-западный центр перспективных исследований, Даллас, Техас

РИФТОВОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АРАВИЙСКОГО ЩИТА

Аденский залив и Красное море традиционно рассматривались как крупные грабены. Однако данные, полученные в период Международной индоокеанской экспедиции, позволяют сейчас дать новую геофизическую характеристику Аденского залива и Красного моря, на основании которой по-иному интерпретируются эти структуры.

Континентальные шельфы с крутыми склонами по обе стороны Аденского залива и Красного моря (фиг. 3) имеют комплементарные (соответствующие друг другу) очертания и при совмещении хорошо совпадают (фиг. 1 и 2). Главные троги рассматриваемых структур в основном умеренно деформированы; по их длинным осям располагается несколько относительно глубоких впадин. Однако в центральных частях трогов проходят зоны интенсивных разрывных нарушений, с которыми связаны серии хребтов и долин с значительной разницей высот рельефа, часто смещенных поперечными разломами.

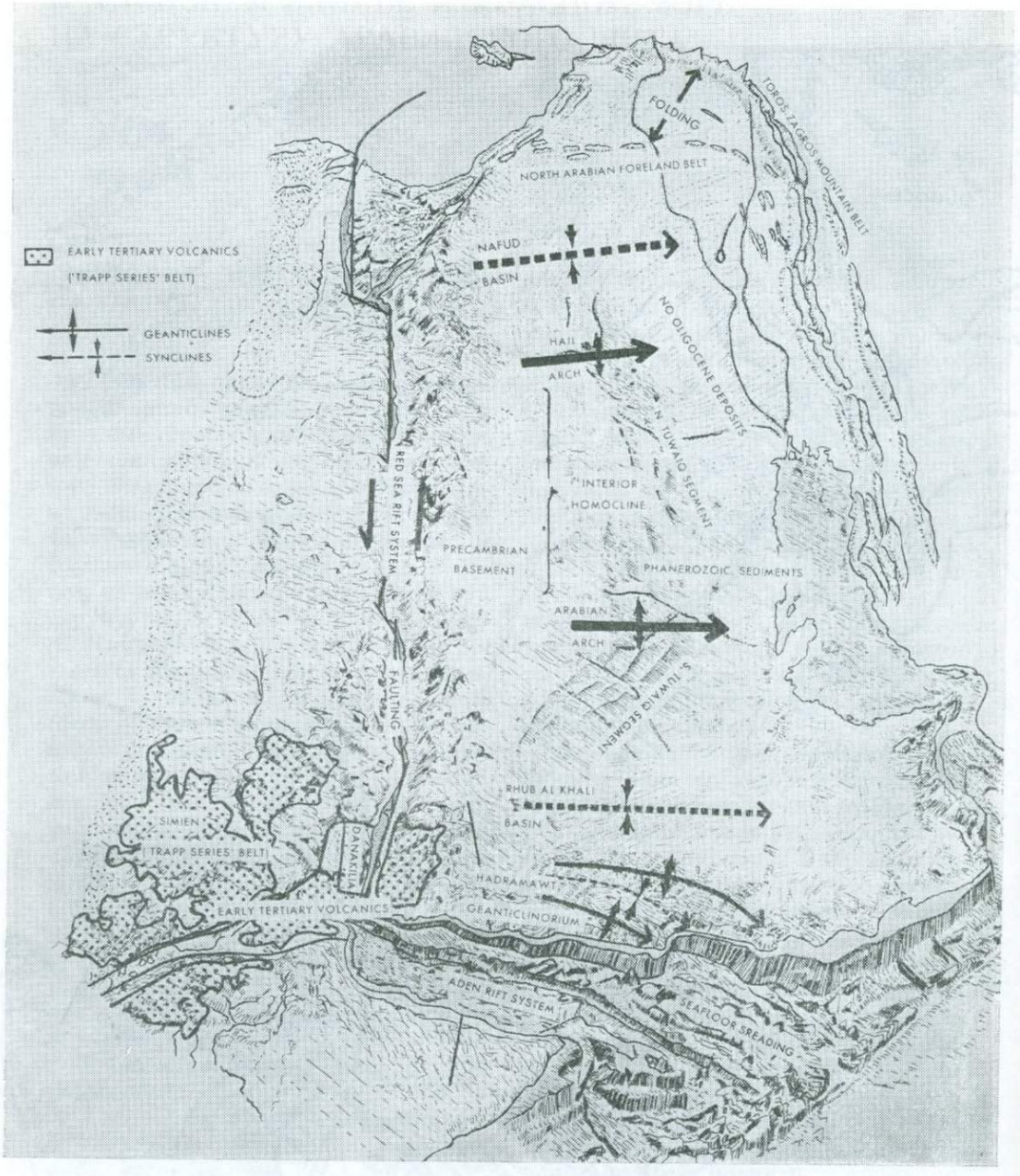
Сейсмические особенности. Из опубликованных материалов сейсмических исследований [21, 7] следует, что в основании центральных частей Аденского залива присутствует слой со скоростью прохождения *P*-волн 6,4—7,8 км/с, а в фундаменте трога Красного моря — 6,7—7,4 км/с. Эти цифры отражают присутствие базальтоидного материала в фундаменте рассматриваемых структур. Авторы упомянутых работ полагают, что скорость прохождения *P*-волн 5,6—6,1 км/с свидетельствует о гранитном составе фундамента, хотя гранитоиды, развитые на континентальных шельфах, не были установлены во внутренних частях рифтовых трогов. На шельфах, так же как и в трогах, слои фундамента перекрыты породами со средней скоростью прохождения сейсмических волн 3,5—4,7 км/с. Эта толща мощностью до 3 км определена как серия морских осадков. На фиг. 3, по данным Сайкса и Лендисмена [26], с точностью ± 10 км показано расположение эпицентров недавних землетрясений в центральном хребте и рифтовой зоне, вдоль секущих ее разломов, а также близ крупных разломов шельфа.

Гравитационные аномалии. По данным ряда исследователей [1, 17, 28], с обоими рассматриваемыми трогами связаны положительные аномалии Буге до 150 мгал. В боковом направлении эти аномалии ограничиваются шириной внутренних трогов и распространяются в продольном направлении на всю их длину. Однако характер гравитационной аномалии Красного моря сильно изменяется в месте сочленения с системой разломов залив Акаба — Мертвое море [16].

Магнитные аномалии. К осям центральных рифтовых зон приурочены крупные магнитные аномалии. В перпендикулярном направлении вытянуты спорадические менее крупные аномалии, располагающиеся по обе стороны от зоны центральных хребтов. Отдельные магнитные аномалии коррелируются друг с другом и обычно вытянуты по протяженности хребтов. Характер распределения аномалий подобен наблюдающемуся в океанических бассейнах и может быть использован при обоснова-



Ф и г. 1. Регрессии и вулканизм на Аравийском щите в эоцене.
По данным Лобека (1946).



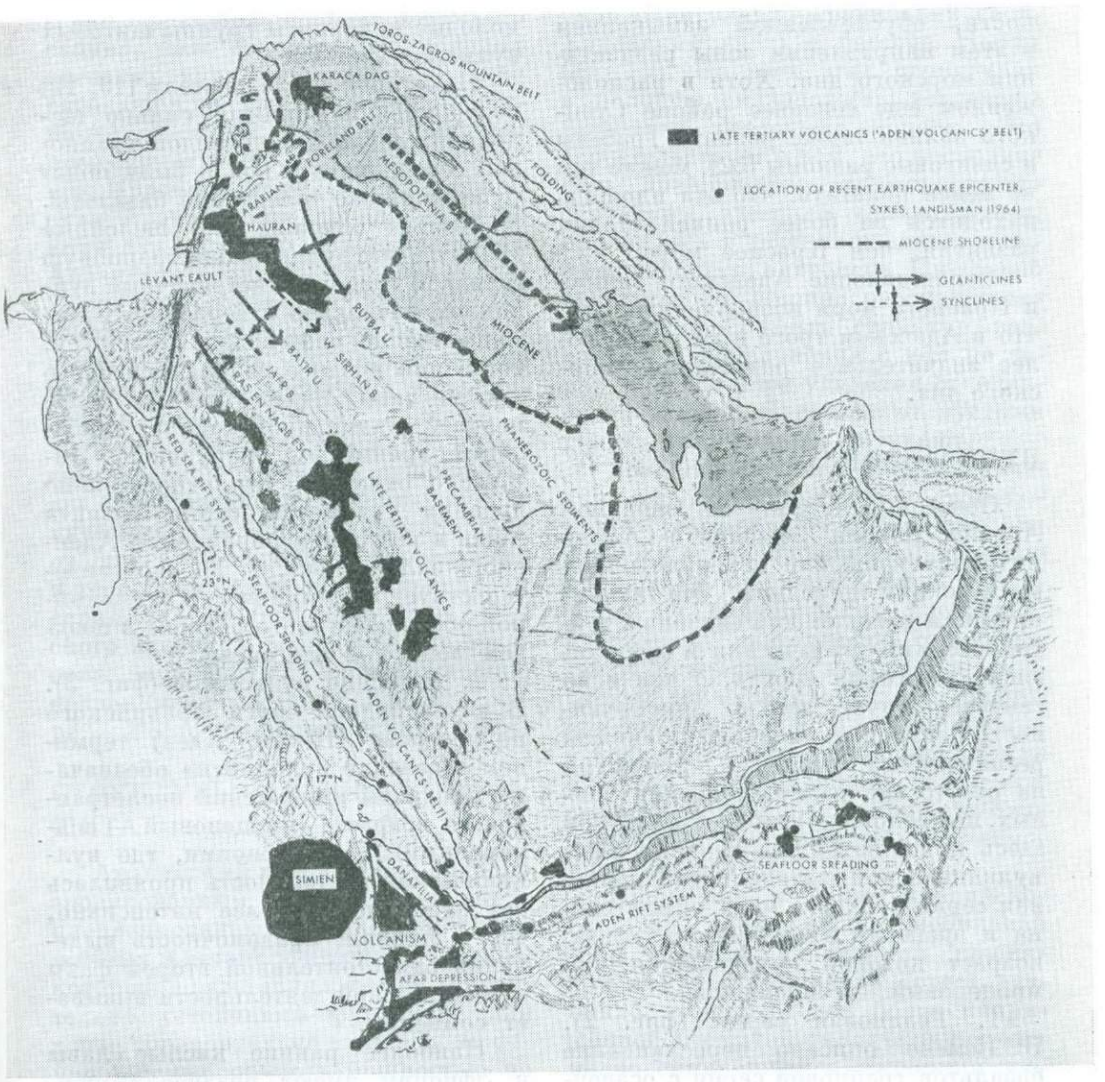
Ф и г. 2. Палеогеография Аравийского щита в период верхний эоцен — олигоцен, I фаза.

По данным Хизена и Тарпа (1964), Лобека (1946), Райса (1951).

нии концепции раздвигания морского дна [30].

Таким образом, геофизические данные ясно свидетельствуют, что центральные части Аденского залива и Красного моря нельзя больше рассматривать как простые грабены, а следует признать их рифтовыми трогами с фундаментом основного состава и тонкой корой, что столь характерно для океанических бассейнов.

Аденский залив и Красное море имеют много общих особенностей, однако между ними имеются и за-



Ф и г. 3. Палеогеография Аравийского щита в период миоцен — современность, II фаза.
По тем же данным, что и на фиг. 2.

метные различия, свидетельствующие о том, что эти структуры находятся на разных стадиях развития. Для Красного моря в отличие от Аденского залива характерен узкий главный трог и относительно широкие шельфы. При интерпретации геофизических данных по Аденскому заливу не возникает каких-либо значительных неясностей. Однако такого рода трудности сразу же возникают при рассмотрении материалов по Красному морю для территории южнее 17° с. ш., где в результате сочетания фрагментированных континентальных блоков, разобщенных обширными интрузивами основного состава, возникла трудная для понимания картина [19]. Геологическое строение этой площади интерпретировалось и другим способом: предполагается поворот Данакильского горста на $\pm$ 35° [18]. Севернее 23° с. ш. магнитные аномалии исчезают, что может быть обусловлено или глубоким расположением магматических масс, в связи с чем в них в результате высоких температур превзойдена точка Кюри, или просто отсутствием интенсивной вулканической деятель-

ности, обусловленной замыканием в этом направлении зоны раздвигания морского дна. Хотя в расположенном еще севернее районе Суэцкого залива также развиты грабены и сдвиговые разломы [32], можно тем не менее полагать, что эта площадь находится на более ранней стадии развития, чем Красное море.

Сопоставление Аденского залива и Красного моря позволяет считать, что в Аденском троге произошло более значительное раздвигание морского дна.

ВУЛКАНИЗМ

Обширные территории западной Аравии, Йемена, Эфиопии и Сомали интрудированы или перекрыты магматическими породами. Эта вулканическая деятельность связана с тектоническими движениями в прилегающих рифтовых трогах, о чем ясно свидетельствует тесная приуроченность центров извержений к линиям региональных разломов. Несмотря на отсутствие радиологических данных, по геологическим соображениям здесь выделяются две главные фазы вулканической деятельности: трапповая серия верхнего мела — олигоцена и аденская вулканическая фаза, возраст которой определяется как миоценовый — современный.

1. Трапповая серия (фиг. 2). В Йемене описано переслаивание базальтов трапповой серии с осадочными породами мелового возраста. Меловые андезиты описаны также в районе Данакиль [8]. Наиболее массовые извержения начались в позднем палеоцене, а максимум вулканической деятельности приходится на поздний эоцен и олигоцен. Точное определение верхней возрастной границы этой фазы затруднительно, однако переслаивание трапповых вулканических пород с палеонтологически охарактеризованными осадками в Йемене [10] свидетельствует, что они извергались по крайней мере до позднего миоцена. Мор [19] указывал на явно согласный переход пород трапповой серии Эфиопии (палеоцен — олигоцен) в еще более молодые вулканиты группы щитовых вулканов Симиен.

Некоторые исследователи [19, 12] подчеркивали обычный сильно щелочной состав базальтоидов трапповой серии, хотя в ней и были обнаружены также толеитовые базальты. В Йемене описаны [14] щелочные граниты, интрудирующие трапповую серию. В общем раннетретичный вулканизм начался с извержений преимущественно мафических базальтов, тогда как позднее изливались более кислые лавы. Именно на этой более поздней стадии происходило становление гранитных интрузивов. Интересно отметить, что относительно древняя трапповая серия развита лишь в восточном обрамлении Аденского залива (фиг. 1, 2), что свидетельствует о тектонически неспокойной обстановке этого региона в позднем эоцене — олигоцене.

2. Аденские вулканиты (фиг. 3). В юго-западной части Аравийского полуострова (Йемен, Аден) термином «аденские вулканиты» обозначают продукты извержений послетраппового возраста (миоценовый — современный). Для Эфиопии, где вулканическая деятельность проявилась без перерывов и более интенсивно, чем в Аравии, правомочность выделения самостоятельной второй фазы вулканической деятельности вызывает сомнения.

Наиболее ранние кислые лавы в Эфиопии имеют позднеолигоцен-миоценовый возраст. Они известны в группе щитовых вулканов Симиенских гор в северной части Эфиопии [19]. Это может свидетельствовать о локальной непосредственной возрастной связи поздних относительно кислых лав трапповой серии и ранних продуктов аденских вулканитов. Однако наиболее интенсивная вулканическая деятельность второй фазы проявлялась в период от плиоцена до плейстоцена.

Вулканиты Эфиопии, излившиеся позднее пород щитовых вулканов, за исключением плиоценовых игнимбритов, концентрировались вокруг Афарской депрессии. В отличие от более древней третичной трапповой

серии, развитой вокруг Аденского залива, пояс относительно молодых аденских вулканитов (фиг. 3) протягивается из северной части Восточно-Африканской рифтовой системы преимущественно в области восточнее Красного моря (Аден, Саудовская Аравия). Эти породы встречаются даже в самых северных частях Аравийского щита (Джебель-Хауран, Сирия, и Карака-Даг, Турция). На египетской стороне Красного моря выявлены лишь немногочисленные мелкие выходы третичных вулканических пород.

В заключение отметим, что в рассматриваемом регионе существуют два самостоятельных крупных вулканических пояса, отличающихся друг от друга по времени образования и геологической позиции: трапповая серия, связанная с развитием Аденского залива, и более молодые аденские вулканиты, непосредственно связанные с системой Красное море — Восточно-Африканский рифт.

СТРУКТУРЫ АРАВИЙСКОГО ЩИТА

Аравийский щит сложен глубоко эродированным и фактически пенепленизированным комплексом изверженных и метаморфических пород [4], который представлял собой относительно устойчивый фундамент для почти горизонтально залегающих фанерозойских осадков мощностью до 5500 м. В регионе происходили эпейрогенические движения, которые оставили мало следов в докембрийском фундаменте, но хорошо проявились в осадочном плаще. На геологических и топографических картах видны две серии пологих широких геоантиклиз и синеклиз, различающиеся по ориентировке, местоположению и возрасту.

На фиг. 2 показаны сводовые структуры с осями, ориентированными параллельно Аденскому заливу: Хадрамаутский геоантиклинорий (Южно-Хадрамаутский свод, синеклиза Вади-Хадрамаут-Джиз, Северо-Хадрамаутский свод, фиг. 3), Руб-эль-Хали, внутренняя моноклиналь (Центрально-Аравийский свод, Хаильский свод) и бассейн Нафуд (фиг. 2). Во всех этих структурах в пологую складчатость вовлечены эоценовые осадочные породы. Это свидетельствует о том, что последние фазы эпейрогенеза, формировавшие структуры аденской ориентировки, проявились в течение позднего эоцена и, вероятно, олигоцена. Интересно отметить, что ширина рассматриваемых волнообразных структур возрастает в направлении с юга на север, т. е. по мере удаления от Аденского залива. К северу от пустыни Нафуд они, видимо, затухают.

Все упомянутые эпейрогенические структуры связаны со сжимающими усилиями, что вытекает из следующих наблюдений. Разрывные нарушения проявились лишь поблизости от океанических бассейнов. Расстояние, разделяющее отдельные своды и впадины, значительно возрастает по мере удаления от рифтовых зон (фиг. 2 и 3). В конечном счете в пределах внутренней моноклинали и свода Рутба-Сакака возникают структуры [24] типа «шейтельграбена» (грабен на антиклинали) в понимании Клооса [6].

Кроме того, у границ Аравийского щита, вблизи более мобильной зоны бывшей альпийской геосинклинали (геосинклиналь Тетис), возникло несколько зон более напряженной и сжатой складчатости, очевидно синхронных с широкими сводовыми структурами внутренних частей щита (фиг. 2). К числу таких зон относятся складчатый пояс форланда, включающий Синайско-Палестинскую систему складок, Ливан, Хермон, Антиливан, Пальмирский свод, Джебель-Синьер и т. д. Эти складчатые структуры возникли в период от позднего эоцена до олигоцена [15]. В то же время заметные орогенические движения проявились в альпийском поясе Торос — Загрос [13].

На фиг. 3 показана серия более поздних эпейрогенических структур, оси которых ориентированы параллельно Красному морю: эскарп Расэн-Накб, впадина Джафр, поднятие

Байир, впадина Вади-Сирхан, свод Рутба-Сакака и Види-Месопотамская впадина. Эти структуры проявились лишь в северной части Аравийского щита и в Египте, т. е. в регионах, в которых затухали эпейрогенические движения аденской ориентировки. Во впадинах Види и Вади-Сирхан плиоценовые осадки несогласно налегают на верхнеэоценовые или более древние осадочные свиты. Это позволяет полагать, что своего современного состояния такие структуры достигли в течение миоцена — плиоцена. Некоторые дизъюнктивы в их пределах, вероятно, возникли в процессе плейстоценовых движений.

С этими миоцен-плиоценовыми фазами тектонической деятельности связаны движения по левантской системе разломов (залив Акаба — Мертвое море [25]). С ними же коррелируется складчатость, проявившаяся в горах Загрос [22]. Отметим, наконец, что сейсмические исследования осадков Красного моря по методу отраженных волн показали проявление в них деформации, обусловленной двумя периодами рифтообразования, перед началом плиоцена и в плиоцен-плейстоценовое время.

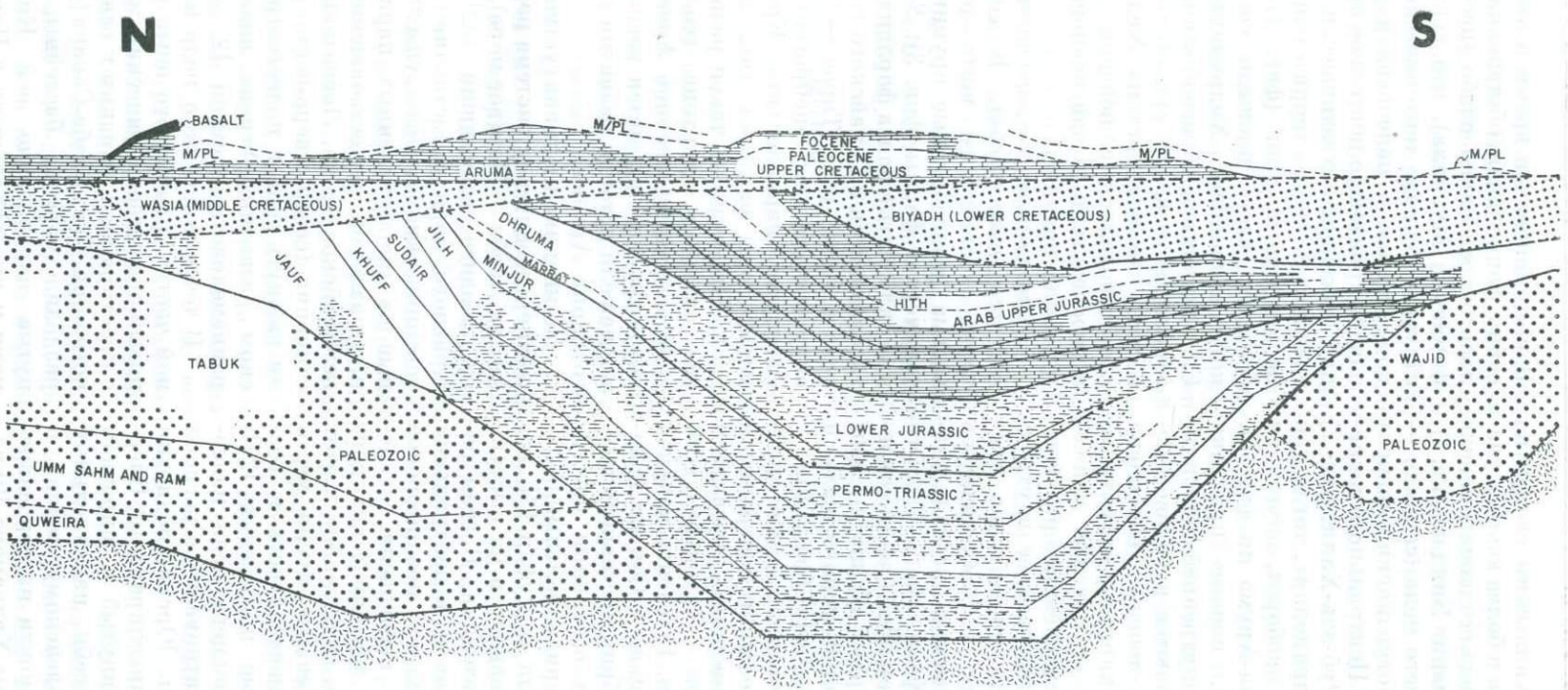
СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АРАВИЙСКОГО ЩИТА

Выше было показано, что максимум вулканизма и эпейрогенических движений, связанных с формированием Аденского залива, приходится на поздний эоцен и олигоцен, тогда как проявления вулканизма и сводовые структуры, параллельные Красному морю, имеют более молодой возраст, причем наиболее интенсивные их проявления относятся к периоду от миоцена до плейстоцена включительно. Перечисленные наиболее интенсивные проявления вулканизма и тектонической деятельности отражают лишь главные этапы геологических событий, связанных с двумя крупными структурами. Для нас, однако, важно было бы оценить эволюцию структур и установить время их заложения. Эпейрогенические движения, контролирующие палеогеографическую эволюцию, наилучшим образом фиксируются скоростью осадконакопления, несогласиями, смещением береговых линий и т. д. [31, 5].

Палеогеология центральной и южной частей Аравийского полуострова. В фанерозойском осадочном плаще на ассинтском фундаменте Аравийского щита зафиксированы четыре крупных эпизода, определивших его палеогеографическое развитие: 1) образование в центральной части щита в палеозое Аравийского выступа, 2) полная инверсия этой геоструктуры в позднепермское — юрское время с образованием Центрально-Аравийского залива, 3) эволюция той же структуры в течение раннемелового — олигоценового времени с формированием внутренней моноклинали и Хадрамаутского геоантиклинория (фиг. 2), 4) возникновение в период от позднего мела до плиоцена свода Рутба-Сакака с прилегающими к нему мульдами (фиг. 1 и 3).

На фиг. 4 приведен меридиональный стратиграфический разрез фанерозойского плаща Саудовской части Аравийского щита от Руб-эль-Хали до Нафуда, в основу которого положены полевые работы «АРАМКО». На этом разрезе видно местоположение «Центрально-Аравийского выступа» и последующее развитие «Центрально-Аравийского залива». Эти два крупных этапа палеогеографической эволюции Аравии свидетельствуют, что современные особенности рельефа региона возникли после позднеюрского времени и определенно не могут рассматриваться как структурно унаследованные.

В поздней юре (титон) и раннем мелу (берриас, готерив) в результате эпейрогенических движений появилась крупная флексура (фиг. 1), по ориентировке грубо совпадающая с осью Центрально-Аравийского свода. Эта структура интерпретируется по характеру несогласия и смещению областей седиментации. В нижнем мелу (апт, альб) северотувайкский сегмент был впервые поднят (эскарп между Центрально-Аравий-



Ф и г. 4. Региональный стратиграфический разрез через Аравийский полуостров в меридиональном направлении от пустыни Нафуд до Руб-эль-Хали.

По данным работы [24].

ским сводом и Хаильским сводом на фиг. 2), тогда как в более южных участках продолжалось осадконакопление (песчаники формации Бияд на фиг. 4). В течение верхнего мела (сеноман — маастрихт) южнотувайкский сегмент (область между Центрально-Аравийским сводом и Руб-эль-Хали, фиг. 2) был несколько приподнят, тогда как северный блок, наоборот, опустился (формации Вазия-Арума на фиг. 4). Таким образом, первые признаки формирования внутренней моноклинали обнаруживаются в меловом периоде [24]. В течение палеоцена и эоцена общий характер структуры, унаследованный от меловых движений, получил дальнейшее развитие (фиг. 1). Область севернее внутренней моноклинали продолжала прогибаться, вместе с тем началось активное проседание в пределах впадины Руб-эль-Хали (фиг. 1). Эти движения в общем обусловили современный структурный облик впадины Нафуд, внутренней моноклинали и мульды Руб-эль-Хали (фиг. 2).

Охарактеризованная выше эпейрогеническая эволюция центральной Аравии сопровождалась развитием южноаравийского Хадрамаутского геоантиклинория. В течение верхней юры южная Аравия и Сомали впервые после докембрия претерпели опускание. Юрские осадочные бассейны отделялись меридиональными поднятиями Мукалла и Дуфар [3], которые прослеживаются и на выступе африканского материка. В этом регионе, так же как и в центральной Аравии, проявились позднеюрское и раннемеловое несогласия, свидетельствующие о тектонических движениях. Видимо, не случайно в этот же период в Леванте имела место вулканическая деятельность и возникли разрывные нарушения [27].

В течение нижнего мела палеогеография рассматриваемого региона резко изменилась. Юрские поднятия были заметно снивелированы. Впервые возник вытянутый в широтном направлении бассейн, параллельный современному Аденскому заливу и расположенный почти на оси современной синеклизы Хадрамаут-Джиз. В послесенонское время в этом бассейне фациальная обстановка менялась относительно слабо (песчаники формации Мукалла), что свидетельствует о периоде тектонического покоя. Однако в палеоцене и раннем эоцене произошло повторное проседание бассейна, захватившее и прилегающие к нему территории. Этот подновленный трог (фиг. 1) занял большую часть площади современной синеклизы Хадрамаут-Джиз. Складчатость и сбрососообразование в эоценовых осадках свидетельствуют о том, что вся система Хадрамаут сформировалась в позднем эоцене, а впоследствии, в олигоценовое время, была поднята.

Палеогеология северной части Аравийского полуострова. В северной части Аравийского щита развиты весьма разнообразные крупные тектонические формы (фиг. 3): *S*-образные складчатые пояса форланда, протягивающиеся с Синайского полуострова в Ирак, горы Торос — Загрос, окружающие щит, эпейрогенические флексуры, параллельные Красному морю, зоны разломов типа левантской. Несмотря на такое разнообразие структур, картина геологической эволюции северной Аравии гораздо труднее поддается расшифровке, нежели история развития главного блока Аравии.

По мнению Шюрмана (устное сообщение), левантская система разломов (залив Акаба — Мертвое море), а также позднее возникший [32] рифт Красного моря представляют собой тектонические элементы, унаследованные от многочисленных параллельных разломов, существовавших в докембрийское время. Левантские простирания (север-северо-восток) играли важную роль в палеогеографическом развитии региона вплоть до раннемелового времени [2, 5, 23].

В течение позднего мела в северной части Аравийского щита возник новый палеогеографический элемент с простиранием, близким к оси Красного моря. Свод Рутба-Сакака (фиг. 1) разделял морские бассейны, вытянутые параллельно оси Красного моря и простиравшиеся в Иорданию

(бассейн Вади-Сирхан) и Месопотамию (бассейн Види). Эти структуры устойчиво существовали в течение палеоцена и эоцена (фиг. 1). В позднем эоцене северная Аравия была приподнята. Несогласное налегание плиоценовых отложений на более древние толщи в бассейнах Вади-Сирхан и Види и горизонтальное залегание четвертичных рыхлых осадков в депрессии Джафр свидетельствует, что эпейрогенические структуры эскарпа Рас-эн-Накб, депрессии Джафр-Тайма, поднятия Байир-эль-Хубра, бассейна Вади-Сирхан, свода Рутба-Сакака, Види-месопотамского бассейна образовались в миоцен-плиоценовое время (фиг. 2). Тектонические движения по левантской зоне разломов происходили преимущественно в течение периода от плиоцена до плейстоцена, но начались они еще в миоцене и верхнем мелу [25, 9].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Недавние океанологические исследования показали, что Аденский залив и Красное море нельзя далее рассматривать как обычные тектонические структуры типа грабенов. Они представляют собой рифтовые троги в ранней стадии развития. Сопоставление этих двух трогов свидетельствует о том, что более зрелый из них — Аденский рифт. Интрузии и извержения основных магм в рифтах и прилегающих к ним районах следует рассматривать как процесс формирования квазиокеанической коры, связанный с расширением рифтовых трогов, т. е. с раздвиганием морского дна, отделившим Аравийский блок от Африки.

Вулканизм, эпейрогенические и орогенические движения, а также смещения по крупным системам разломов на Аравийском щите по возрасту и структурному направлению тесно связаны с эволюцией прилегающих рифтовых трогов.

1. Два крупных эпизода вулканической деятельности региона, проявившиеся в разное время и разобщенные территориально, зафиксированы трапповой серией и Аденским поясом вулканитов. Трапповая серия развита лишь в районе Аденского залива и формировалась в течение периода от раннего мела до раннего миоцена. Главная масса пород этой серии имеет эоцен-олигоценовый возраст. Аденский пояс вулканитов протягивается из Афарской депрессии через западную часть Аравийского щита в юго-восточную часть Турции. Возраст этих пород колеблется в пределах от миоцена до современного, причем максимум извержений приходится на плиоцен-плейстоценовое время.

2. Наблюдаются две серии эпейрогенических флексур, прилегающие к двум рифтовым трогам и соответственно параллельные им. Структуры, связанные с Аденским заливом (фиг. 2), возникли в раннем мелу. Их современная конфигурация окончательно оформилась в позднем эоцене и олигоцене. Позже образовались эпейрогенические структуры, параллельные Красному морю, которые приурочены лишь к северной части Аравийского щита, где флексуры аденской серии затухают. Заложение флексур красноморской серии произошло в раннемеловое время, но их современная форма установилась в течение плиоцена — плейстоцена.

3. К орогеническим сооружениям, обрамляющим Аравийский щит с севера и востока, относятся горы Торос — Загрос и их форландовый *S*-образный складчатый пояс. Этот орогенез, очевидно, коррелируется с эпейрогеническими движениями на щите.

4. Известны крупные системы разломов. К их числу относятся прежде всего исходная система разломов Красного моря и левантская зона разломов. Смещения по ним связаны с различными движениями щита.

Структурную эволюцию Аравии во времени можно подразделить на две фазы.

Фаза I. Расширение Аденского залива с возникновением хребта Карлсберг начинается в раннем мелу и продолжается в несколько стадий с максимальным развитием процесса в раннеэоценовое время. Расширение

Аденского залива обусловлено движением Аравийского щита на север-северо-запад (фиг. 2). В результате левостороннего смещения по зарождающейся системе разломов Красное море — Суэцкий залив произошло отделение Аравии от Нубийского щита. В пределах самого щита неоднократно возникали эпейрогенические сводовые структуры, обусловленные сжимающими усилиями (фиг. 2). В результате проявления нескольких фаз орогенической складчатости и надвигообразования в области неустойчивых краевых частей щита максимум вулканической деятельности смещался по западному Аденскому рифтовому трогу в северном направлении. По границам щита проявились разломы.

Фаза II. Развитие бассейна Красного моря происходило позже (фиг. 3) по сравнению с Аденским заливом. Палеогеографические данные свидетельствуют о том, что движения начались еще в верхнем мелу, однако максимум тектонической деятельности приходится на период от миоцена до настоящего времени. Поскольку полагают, что величина растяжения, оцененная по результатам изучения Суэцкого грабена, не может быть эквивалентной всему расширению Красного моря, то представляется, что с этим процессом связано также движение Аравии в северо-восточном направлении по левантской (залив Акаба — Оронтес) зоне разломов. Вулканизм, эпейрогеническая и орогеническая эволюция щита в связи с расширением Красного моря и Аденского залива очень близки.

Отделение Аравийского щита от Африканского континента — случай наиболее близкого к нашим дням начала дрейфа континентов. Поэтому Красное море, Аденский залив, а также прилегающие регионы представляют собой наиболее благодарные объекты для изучения тектонических последствий процесса раздвигания морского дна. Структурная эволюция Аравийского щита позволяет утверждать, что тектонические силы, вызвавшие вулканизм, эпейрогенические и орогенические движения на щите возникли в рифтовых трогах, т. е. связаны с раздвиганием морского дна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Allan T. D., Pisani M.*, Gravity and magnetic measurements in the Red Sea, The World Rift System, Geol. Surv. Canada Paper 66—14, 62, 1965.
2. *Bender F.*, Zur Geologie der Kupfererzvorkommen am Ostrad des Wadi Araba, Jordanien, Geol. Jb., **83**, 181, 1965.
3. *Beydoun Z. R.*, Geology of the Arabian Peninsula, Eastern Aden Protectorate and Part of Dhufar, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 560-H, 1, 1966.
4. *Brown G. F., Jackson R. O.*, The Arabian Shield, Internat. Geol. Cong. Rept. 21, Copenhagen, 9, 69, 1960.
5. *Burdon D. J.*, Handbook of the Geology of Jordan, to accompany and explain the three sheets of the 1:250,000 geological map of the Rift, by A. M. Quennell, Colchester (Berhan and Co.), 1, 1959.
6. *Cloos H.*, Einführung in die Geologie, Berlin, 1936.
7. *Drake C. L., Girdler R. W.*, A geophysical study of the Red Sea, Geophys. Journ., 8, 473, 1964.
8. *Filjak R., Glumicic N., Zagorac Z.*, Oil possibilities of the Red Sea region in Ethiopia, Naftaplin, Zagreb, 1, 1959.
9. *Freund R.*, A model of the structural development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous times, Geol. Mag., **102**, 189, 1965.
10. *Geukens F.*, Geology of the Arabian Peninsula, Yemen, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 560-B, 1, 1966.
11. *Girdler R. W.*, The role of translational and rotational movements in the formation of the Red Sea and Gulf of Aden, The World Rift System, Geol. Survey Canada Paper 66-14, 65, 1965.
12. *Greenwood G. C. G. W., Bleakley D.*, Geology of the Arabian Peninsula, Aden Protectorate, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 560-C, 1, 1967.
13. *Ilhan E.*, Toros-Zagros folding and its relation to Middle East oil fields, Am. Assoc. Petrol. Geol., **51**, 651, 1967.
14. *Karrenberg H.*, Junger Magmatismus and Vulkanismus in Südwestarabien (Jemen), Internat. 20th Geol. Cong., Mexico City, Résumé, **1**, 171, 1956.
15. *Knetsch G.*, Eine Struktur-Skizze Ägyptens und einiger seiner Nachbargebiete, Geol. Jb., **74**, 75, 1957.
16. *Knopoff L., Belshé J. C.*, Gravity observations of the Dead Sea Rift, The World Rift System, Geol. Survey Canada Paper 66-14, 5, 1965.
17. *Knott S. T., Bunce E. T., Chase R. T.*, Red Sea seismic reflection studies, The

World Rift System, Geol. Survey Canada Paper 66-14, 33, 1965.
18. *Laughton A. S.*, The Gulf of Aden, in relation to the Red Sea and Afar Depression of Ethoipia, The World Rift System, Geol. Survey Canada Paper 66-14, 78, 1965.
19. *Mohr P. A.*, The Ethiopia Rift System, Bull. Geophys. Obs., **11**, 1, 1967.
20. *Mohr P. A.*, Transcurrent faulting in the Ethiopian Rift System, Nature, **218**, 938, 1968.
21. *Nafe J. E., Hennion J. F., Peter G.*, Geophysical measurements in the Gulf of Aden, Preprints I.O.C., 42, 1959.
22. *Naqib K. M. Al.*, Geology of the Arabian Peninsula, Southwestern Iraq, U.S.G.S. Prof. Paper 560-G, 1, 1967.
23. *Picard L.*, Structure and evolution of Palestine with comparative notes on neighboring countries, Bull. Geol. Dept., Hebr. Univ., Jerusalem, **4**, 2—4, 1, 1943.
24. *Powers R. W., Ramirez L. T., Redmond C. D., Elberg E. L., Jr.*, Geology of the Arabian Peninsula, sedimentary geology of Saudi Arabia, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 560-D, 1, 1966.
25. *Quennell A. M.*, The structural and geomorphic evolution of the Dead Sea Rift, Quart. Journ. Geol. Soc., **114**, 1, 1958.
26. *Sykes L. R., Landisman M.*, The seismicity of East Africa, the Gulf of Aden, and the Arabian and Red Seas, Bull. Seism. Soc. Am., **54**, 1927, 1964.
27. *Swartz D. H., Arden S. S.*, Geologic history of the Red Sea, Am. Assoc. Petrol. Geol., **44**, 1621, 1960.
28. *Talwani M., Le Pichon X., Ewing M.*, Crustal structure of the Mid-Ocean Ridges, Pt. 1, computed model from gravity and seismic refraction data, Journ. Geophys. Res., **70**, 341, 1965.
29. *Vine F. J.*, Spreading of the ocean floor — new evidence, Science, **154**, 1405, 1966.
30. *Vine F. J., Matthews D. H.*, Magnetic anomalies over oceanic ridges, Nature, **199**, 947, 1963.
31. *Wolfart R.*, Geologie von Syrien und dem Libanon, Gebr. Bontraeger, Berlin, 1, 1967.
32. *Youssef M. I.*, Structural pattern of Egypt and its interpretation, Am. Assoc. Petrol. Geol., **52**, 601, 1968.

БАТИМЕТРИЯ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ РАЙОНА СОВРЕМЕННОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В КРАСНОМ МОРЕ

Д. Росс, Э. Хейс

Вудс-Холский океанографический институт, Массачусетс

Ф. Оллстром

Альпийская международная ассоциация, Норвуд, Нью-Джерси

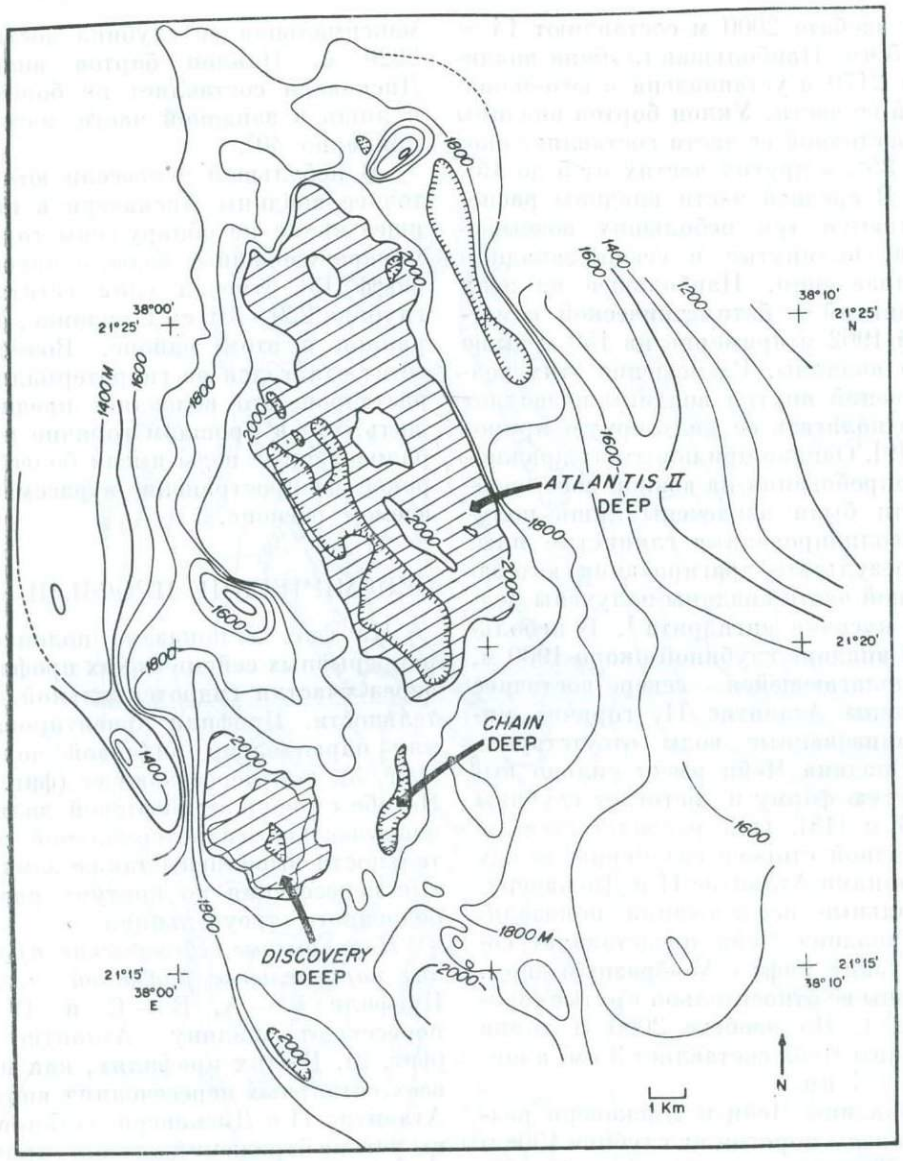
Присутствие аномальных вод в центральной части Красного моря впервые было отмечено шведской экспедицией на судне «Альбатрос» в 1947—1948 гг. [4], а затем — при плавании «Атлантиса» [15]. В 1963 г. экспедиции на «Дискавери» [5] и «Атлантисе II» [12] провели повторные исследования и достоверно установили присутствие здесь теплых минерализованных вод.

В процессе экспедиции на судне «Чейн» в 1966 г. в Красном море были проведены детальные батиметрические и геофизические исследования района современной гидротермальной деятельности. В интервале между 21°10′ и 21°30′ с. ш. рифтовая долина была пересечена более чем ста профилями. Положение точек наблюдений определялось с использованием сети радарных буев. В большинстве случаев расстояние между радарами не превышало 5 миль, а точность привязки составляла $\pm$ 0,2 мили, точность батиметрических исследований составляла около $\pm$ 0,5 мили. Местоположение района гидротермальной деятельности было определено астронавигационным способом и по счислению курса с точностью $\pm$ 1 миля.

Глубины определялись в морских саженях точным самопишущим регистратором с приемником, фиксирующим очень узкие интервалы времени порядка 0,5 мс. Пространственная ориентация производилась каждые 5—10 мин, а глубина фиксировалась на графике в течение каждой минуты или чаще. Перемена курса обычно производилась вне территории, подвергаемой съемке. Предварительная карта, составленная на корабле, была использована затем как навигационная при дальнейших исследованиях и отборе образцов. В конце плавания все замеры глубин были пересчитаны в метры, скорости звука откорректированы согласно Метьюзу [11] и составлена батиметрическая карта (фиг. 1). Какие-либо поправки определения скорости звука на прохождение его в горячих сильно минерализованных водах не производились.

В 1966 г. экспедицией на «Чейне» было выполнено в пределах области гидротермальной деятельности шестнадцать непрерывных сейсмических профилей по методу отраженных волн. В связи с малой плотностью сети радаров достаточный навигационный контроль удалось осуществить лишь для 11 профилей. Кроме того, было выполнено два увязочных хода по равнобедренным треугольникам по одному к востоку и западу от района гидротермальной деятельности.

Источником звука при сейсмическом профилировании служил подводный искровый разрядник с запасом энергии около 60 000 Дж. Прибор подвешивался под судном на глубине 8 м и действовал каждые 10 с. Приемником служила двадцатиметровая линейная гидрофонная сеть из пяти элементов, буксируемая за кормой на расстоянии 91 м. Сигналы регистрировались как самописцем, так и на магнитной ленте. Ширина регистрируемых полос контролировалась различными фильтрами. Обычно ис-



Ф и г. 1. Схематическая батиметрическая карта района термальных сильно минерализованных вод в Красном море.

Наклонной штриховкой выделены участки распространения термальных вод (по работе [9], с изменениями). Изобаты проведены по данным акустического зондирования в период экспедиции судна «Чейн» в 1966 г. Положения изобат откорректированы по Метьюсу [11].

пользовались частоты от 37,5 до 150 (или 180) колебаний в секунду. Скорость судна в процессе сейсмического профилирования была около 6 узлов (11 км/ч).

Мощность чехла рыхлых осадков выражалась временем (в секундах) прохождения в них сейсмических волн. Типичная для района скорость прохождения сейсмических волн в осадках составляла 2—3 км/с.

БАТИМЕТРИЯ

На батиметрической карте района гидротермальной деятельности видны три четкие разобщенные впадины (фиг. 1). Наиболее крупная из них впадина Атлантис II, опробованная «Атлантисом» в 1959 г., представляет собой удлиненную котловину, вытянутую в север-северо-западном направлении. Размеры этой впадины

по изобате 2000 м составляют 14 × × 5 км. Наибольшая глубина впадины 2170 м установлена в юго-западной ее части. Уклон бортов впадины в восточной ее части составляет около 35°, в других частях от 5 до 15°.

В средней части впадины располагаются три небольших возвышения, вытянутые в северо-западном направлении. Наибольшее из этих поднятий с батиметрической отметкой 1902 м примерно на 150 м выше дна впадины. Размещение этих возвышений внутри впадины позволяет предполагать ее кальдерную природу [9]. Однако при попытках дражного опробования на южной возвышенности были извлечены лишь полуконсолидированные глинистые илы. В результате драгирования юго-западной части впадины получены мелкие кусочки ангидрита [1]. В небольшой впадине глубиной около 1900 м, располагающейся северо-восточнее впадины Атлантис II, горячие минерализованные воды отсутствуют.

Впадина Чейн имеет сильно вытянутую форму и достигает глубины 2066 м [18]. Она располагается на восточной стороне седловины между впадинами Атлантис II и Дискавери. Детальные исследования показали, что впадина Чейн представляет собой узкий рифт с V-образным дном. Склоны ее относительно крутые (около 20°). По изобате 2000 м длина впадины Чейн составляет 3 км, а ширина 0,7 км.

Впадины Чейн и Дискавери разграничены порогом на глубине 1908 м [18]. Такой порог между впадинами Чейн и Атлантис II батиметрическими исследованиями не был установлен, однако распределение температур в этих впадинах позволяет предполагать, что он все-таки существует, причем глубина его менее 2009 м [18].

Впадина Дискавери имеет округлые очертания и плоское дно. По контуру изобаты 2000 м длина ее составляет 4 км, а ширина 2,5 км. Эта впадина глубже двух других, максимальная ее глубина достигает 2220 м. Наклон бортов впадины Дискавери составляет не более 15° и лишь в западной части достигает примерно 40°.

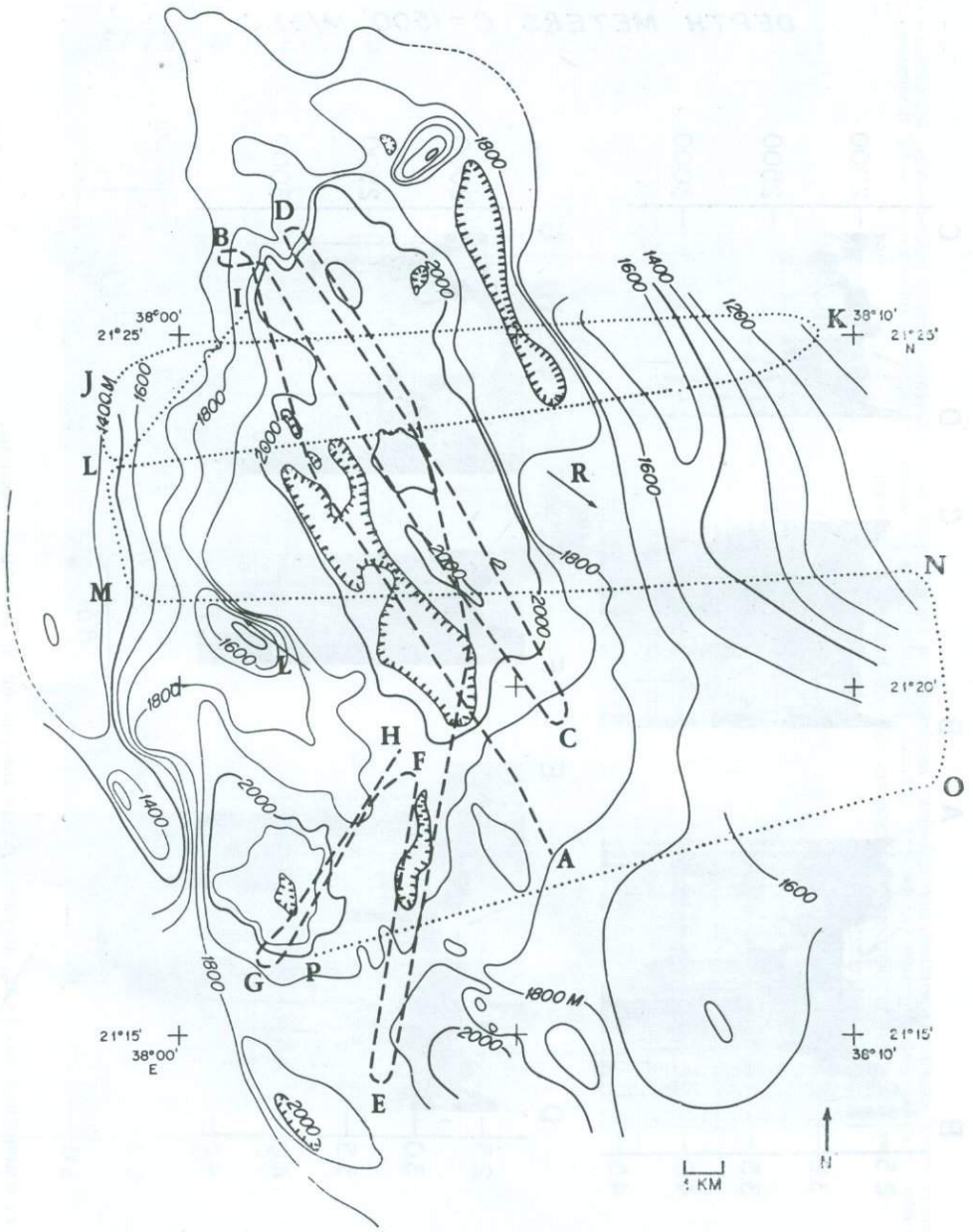
В небольшой депрессии юго-восточнее впадины Дискавери в настоящее время не обнаружены горячие минерализованные воды, однако Бишофф [3] отмечал слой гётита на глубине 220—310 см в колонке, отобранной в этом районе. Возможно гётит отлагался из гидротермальных растворов, это позволяет предположить, что в прошлом горячие минерализованные воды имели более широкое распространение в рассматриваемом регионе.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ

На фиг. 2 показано положение непрерывных сейсмических профилей через участки гидротермальной деятельности. Профили ориентированы или параллельно рифтовой долине (фиг. 3), или пересекают ее (фиг. 4). По обе стороны от рифтовой долины вне участков гидротермальной деятельности выполнены также замкнутые пересечения по контуру равнобедренного треугольника.

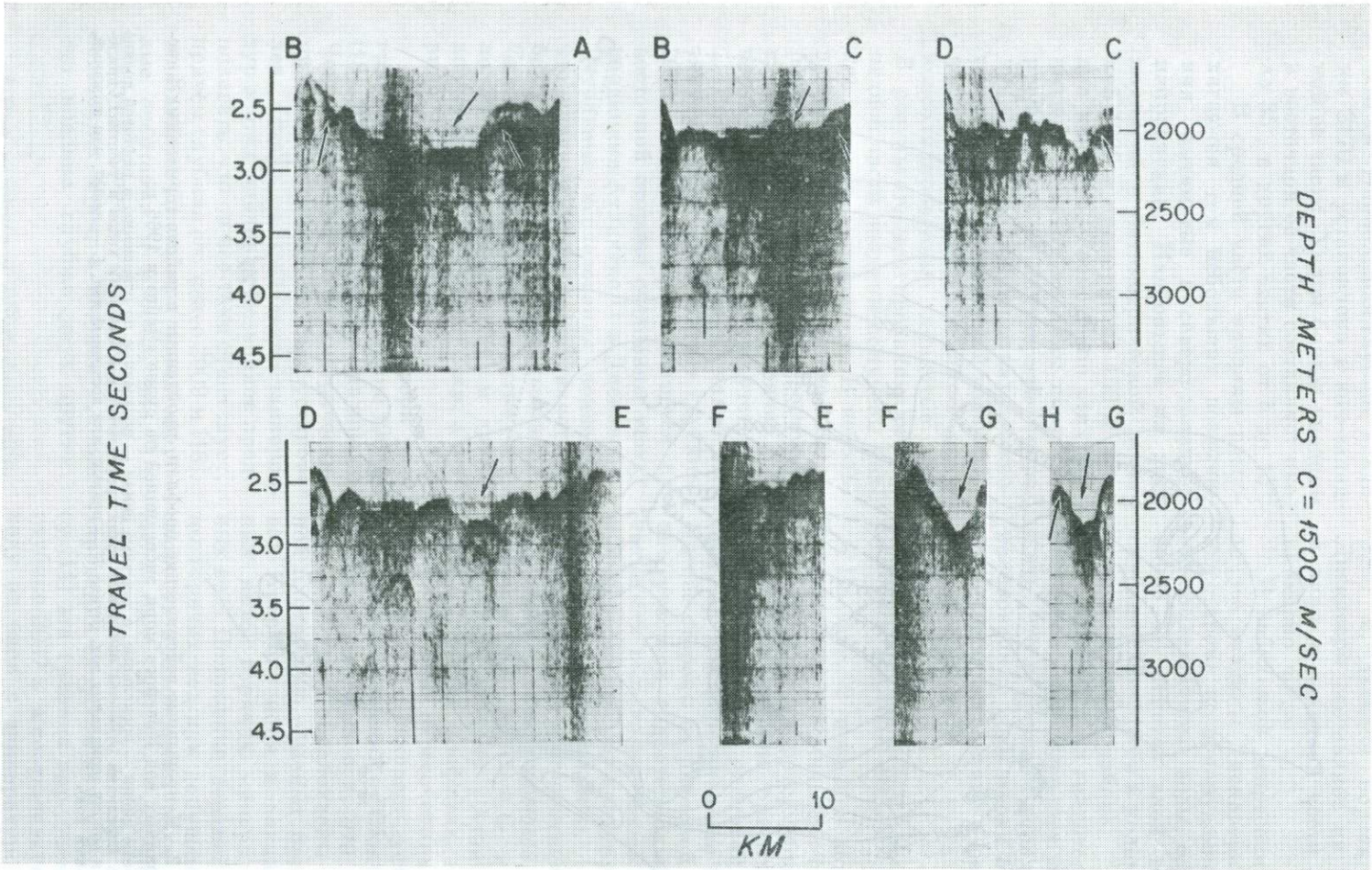
Непрерывные сейсмические профили, параллельные рифтовой долине. Профили B — A, B — C и D — C пересекают впадину Атлантис II (фиг. 3). В этих профилях, как и во всех остальных пересечениях впадин Атлантис II и Дискавери, установлены четкие отражения от слоя горячих минерализованных вод. Эти отражения, вероятно, обусловлены различной плотностью обычных придонных вод Красного моря и локализованных ниже горячих минерализованных вод. Положение верхней границы горячих вод при допущении, что скорость прохождения волн в воде составляет 1500 м/с, соответствует глубине около 1960 м. При корректировании скорости звука по Метьюсу [11] эта граница определяется на глубине 2037 м и соответствует переходу от слоя с температурой 44° С к слою с температурой 56° С во впадине Атлантис II и границе слоя

[1] При колонковом опробовании были извлечены также обломки базальтов и вулканического стекла [6].



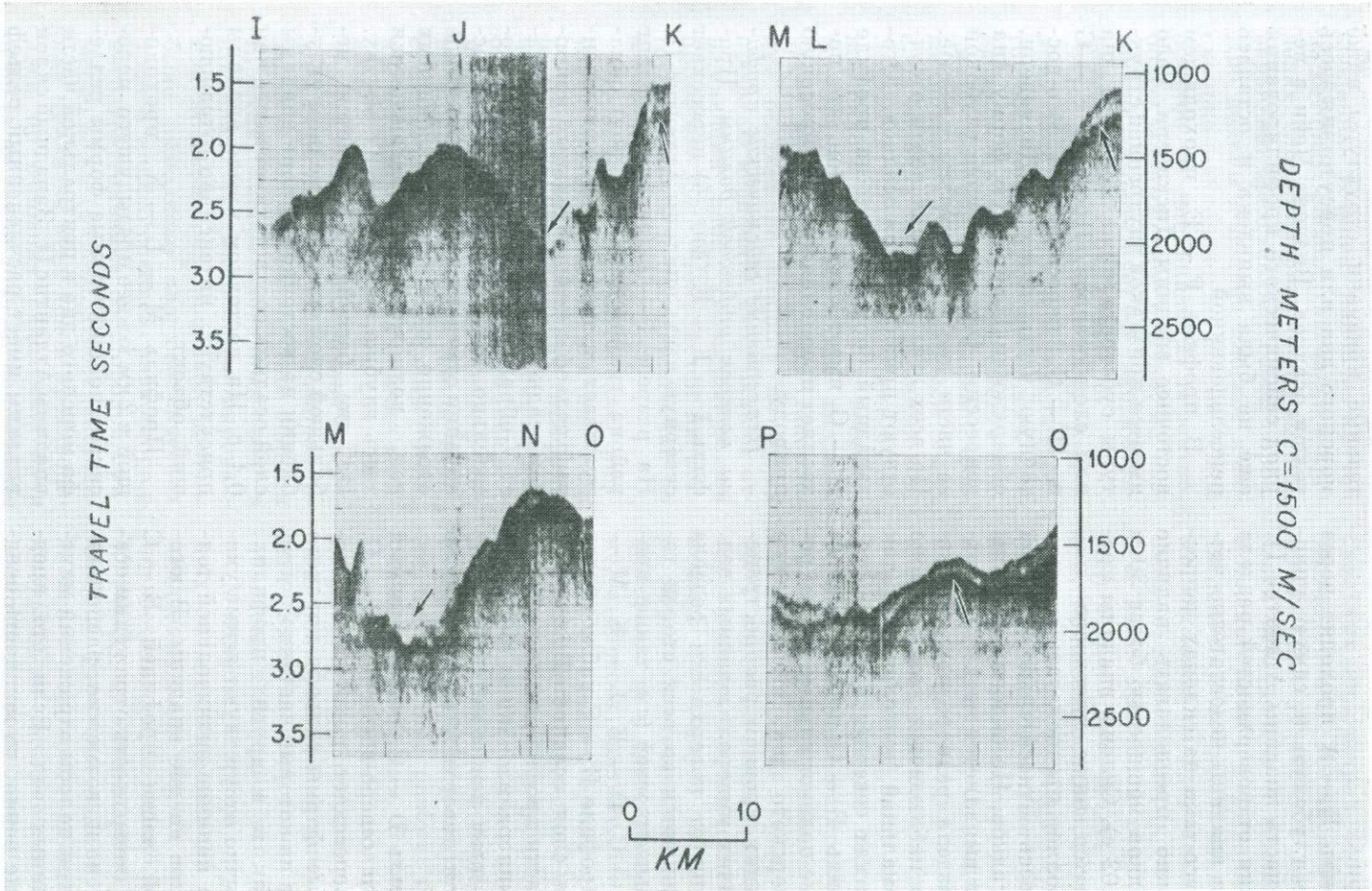
Ф и г. 2. Непрерывные сейсмические профили, пройденные в районе термальных минерализованных вод Красного моря экспедицией на судне «Чейн» в 1966 г.

Пунктирные линии — продольные, а точечные линии — поперечные по отношению к рифтовой долине профили. Стрелками отмечены начальные точки треугольных сейсмических ходов в участках, прилегающих к району термальных вод, (буква *R* — правый, или восточный ход; *L* — левый, или западный, треугольный ход).



Ф и г. 3. Непрерывные сейсмические профили, параллельные направлению рифтовой долины.

Профили пройдены с севера на юг (расположение см. фиг. 2). Время прохождения волн — удвоенное (прямое и обратное), в секундах. Глубина ориентировочная, в метрах. Стрелками, направленными вниз, показано положение верхней границы распространения термальных минерализованных вод. Стрелки, направленные вверх, фиксируют положение сильно отражающего поддонного слоя.



Ф и г. 4. Непрерывные сейсмические профили, пройденные вкрест рифтовой долины.

Профили пройдены с запада на восток (расположение см. фиг. 2). Глубина ориентировочная, в метрах. Стрелки, направленные вниз, показывают положение верхней границы слоя термальных минерализованных вод. Стрелки, направленные вверх, фиксируют положение сильно отражающего поддонного слоя.

с температурой 44° С во впадине Дискавери.

Профиль В — А проходит через наиболее глубокую и самую уплощенную часть впадины Атлантис II. Отражения от поверхностей раздела ниже дна впадины недостаточно четкие, но все-таки на склонах депрессии можно предполагать наличие слоя осадков мощностью более 30 м (более 0,03 с). Склоны впадины прослеживаются ниже плоскости дна, что позволяет предполагать присутствие здесь относительно мощной толщи осадков. На склонах впадины ниже дна выявляется четкая поверхность раздела разнородных отложений. Это наблюдается как в районе гидротермальной деятельности, так и в участках севернее и южнее его.

Профиль В — С проходит через некоторые положительные формы рельефа морского дна, выступающие над верхним уровнем распространения горячих минерализованных вод. Отражения от поверхности раздела обнаруживаются со всех сторон таких возвышенностей (см. также профили D — C, D — E, L — K, M — N). На профиле В — С наблюдаются признаки слоя осадков. В юго-восточной части профиля ниже верхнего уровня минерализованных вод и под морским дном лежит интенсивно отражающая поверхность (см. также D — C).

Профиль D — C, расположенный несколько северо-восточнее В — С, также пересекает некоторые положительные формы рельефа морского дна, одна из которых частично погребена. Как и в других профилях, здесь обычно отсутствуют ясные указания на наличие значительной толщи осадков на дне впадины. В юго-восточной части профилей В — С и D — C поверхность отражения осадков неясна и, возможно, располагается внутри полосы отражения минерализованных вод. Если это предположение верно, то мощность осадков здесь соответствует примерно 0,1 с

Профиль D — E пересекает впадину Атлантис II и продолжается далее на юг, проходя несколько восточнее впадины Чейн. В этом профиле обнаруживаются незначительные признаки структуры ниже морского дна или присутствия здесь толщи осадков. Впадина Чейн в период сейсмического профилирования еще не была выявлена и осталась неисследованной.

В профиле F — E, проходящем восточнее впадины Дискавери, мало имеется признаков внутренней структуры субстрата ниже морского дна или слоя осадков. Профили F — G и H — G, пересекающие юго-восточную часть впадины Дискавери, обнаружили U-образную форму дна депрессии. Однако в более глубокой ее части дно относительно плоское. На всех этих профилях почти отсутствуют признаки слоя осадков. Юго-западный борт впадины на профиле H — G имеет крутой склон, что позволяет предположить его сбросовую природу.

Непрерывные сейсмические профили поперек рифтовой долины. Профиль I — J — K (фиг. 4) пересекает северную часть впадины Атлантис II. На разрезе I — J (западный фланг района гидротермальных вод) обнаруживается значительно расчлененный рельеф с незначительным покровом осадков. Разрез J — K пересекает V-образную часть впадины с относительно крутыми склонами. В основании отмечается плохо различимое отражение слоя минерализованных вод, возможно располагающегося здесь глубже, чем в других местах. На дне бассейна выявляется небольшой слой осадка. В мелком углублении на восточном склоне впадины слой осадков соответствует менее чем 0,1 с. На восточном крыле впадины присутствует интенсивно отражающий объект.

Профиль M — L — K, проходящий в 2 км южнее предыдущего, пересекает положительные формы рельефа морского дна в центральной части впадины Атлантис II. Западный склон впадины имеет расчлененный рельеф и покрыт небольшим слоем осадков; здесь наблюдаются лишь слабые признаки интенсивно отражающего объекта, расположенного ниже дна, который гораздо четче виден на

восточном фланге впадины. Восточный склон впадины состоит из нескольких уступов, наиболее крутой из которых, располагающийся в пределах слоя минерализованных вод, вероятно, представляет собой сброс. Дно долины довольно плоское и несколько наклонено на восток. Слой осадков на дне впадины, вероятно, более мощный, чем обычно, и, возможно, соответствует 0,1 с, хотя отражение недостаточно четкое.

На профиле M — N — O, расположенном в 4 км южнее предыдущего, обнаруживается небольшая возвышенность на западном фланге впадины, которая обусловливает возникновение плоской террасы выше слоя горячих минерализованных вод. Западная часть впадины здесь сужена, полога и наклонена к востоку; восточная же часть дна впадины имеет холмистый рельеф. Накопление осадков во впадине по этому профилю незначительно. Сильно отражающий слой, соответствующий примерно 2,3 с, появляется на восточном фланге и прослеживается по всему профилю.

Профиль P — O пересекает рифтовую долину южнее впадин Чейн и Дискавери. По всему профилю присутствует сильно отражающий объект, перекрытый слоем осадков мощностью 0,1—0,2 с. Рельеф дна на профиле расчленен лишь непосредственно южнее впадины Чейн, а в остальных участках обычно сглажен.

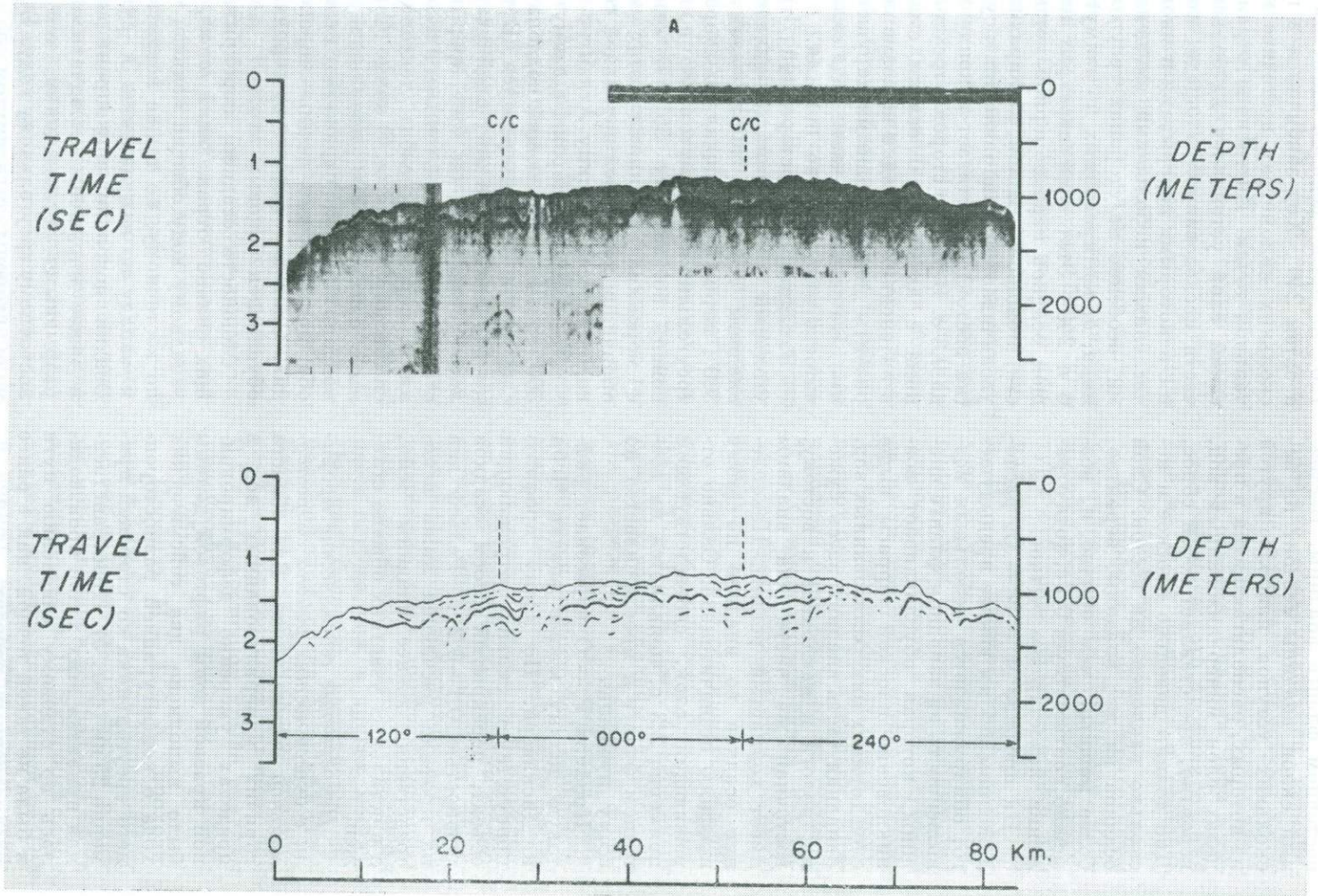
Непрерывные сейсмические профили в окрестностях района гидротермальной деятельности. Вне области горячих минерализованных вод в пределах умеренно деформированной краевой зоны рифтовой долины было выполнено два сейсмических хода с конфигурацией равностороннего треугольника со стороной примерно 25 км (фиг. 5). Пространственная привязка этих ходов производилась по судовому счислению пути и была не такой точной, как в ранее рассмотренных работах.

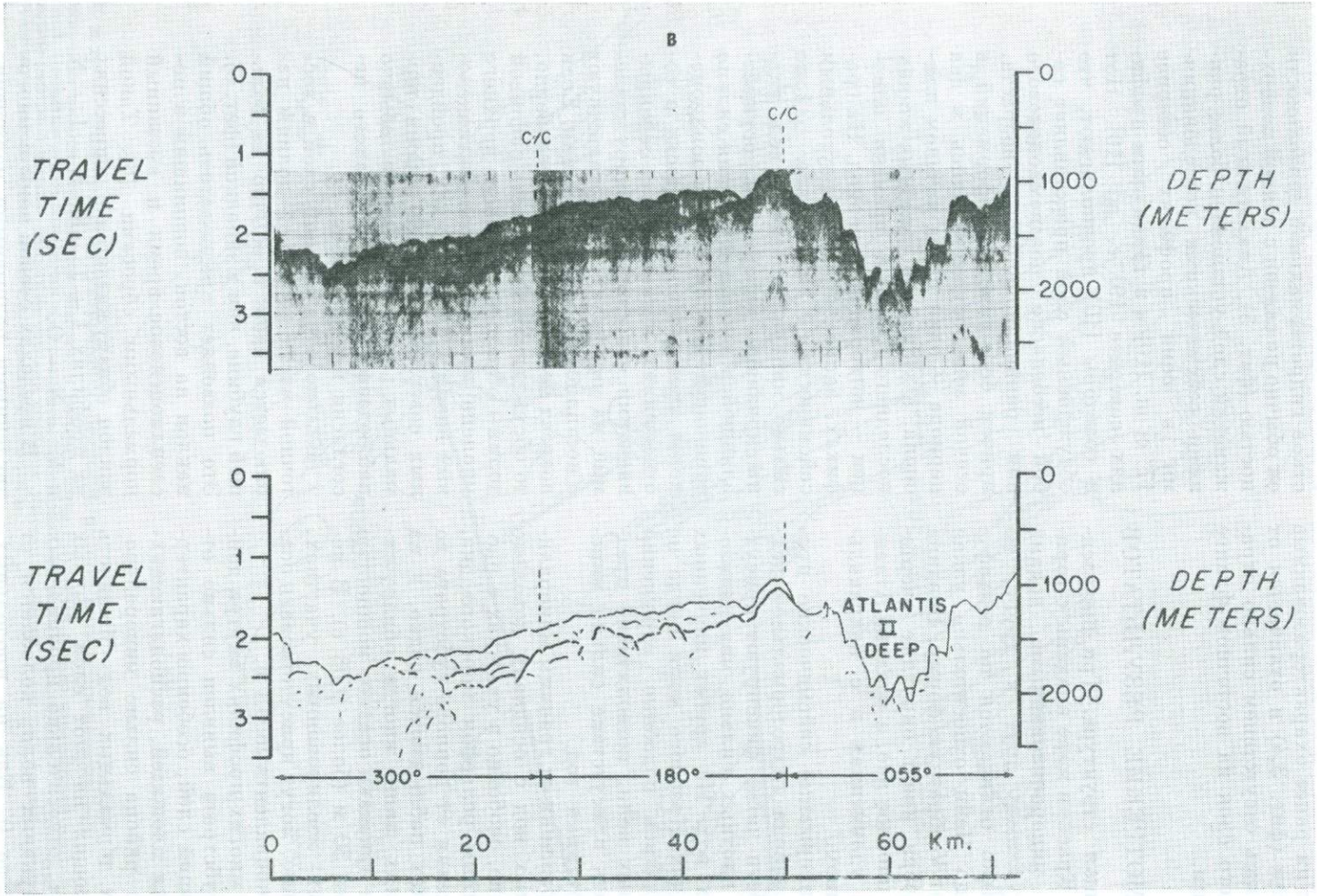
Восточный правосторонний треугольный ход начинался близ впадины Атлантис II (фиг. 2) по азимуту 120°, который сменился азимутом 0, а затем 240°. Ход закончился в нескольких километрах восточнее начальной точки. Интенсивно отражающий слой установлен на большей части исследованной площади, хотя и с некоторыми перерывами и многочисленными небольшими смещениями, особенно на сторонах треугольника, ориентированных по азимутам 0 и 240°. Этот слой перекрыт плащом осадков неравномерной мощности. Мощность осадков, как правило, увеличивается в направлении к суше (на восток) и достигает в конце хода 0,3 с. В начале стороны треугольника с азимутом 0 осадки смяты в интенсивные складки и, возможно, разбиты дизъюнктивными нарушениями. На остальной части хода складчатость относительно пологая.

Западный левосторонний треугольный ход начинался западнее впадины Атлантис II по азимуту 300°, затем он следовал по стороне треугольника с азимутом 180° и, наконец, по азимуту 55°. В связи с морскими течениями этот ход окончился не в своей начальной точке, а пересек впадину Атлантис II.

До середины стороны с азимутом 300° сильно отражающий поддонный слой почти не фиксировался. В тех же случаях, когда этот слой удавалось установить, он был прерывистым, неправильным, смятым в складки и, вероятно, разбит тектоническими нарушениями. В конце стороны с азимутом 300° появились два поддонных сильно отражающих слоя, оба повторяющие формы морского дна. Один из этих слоев, вероятно, обусловлен боковым эхо.

Мощность осадков, перекрывающих сильно отражающий слой, по западному ходу обычно меньше, чем по восточному, но также возрастает к западу по направлению к суше. Осадки довольно звукопроницаемы и менее нарушены складчатыми и разрывными дислокациями, чем по восточному треугольному ходу. В начале стороны с азимутом 55°, у границы относительно тектонически нарушенной осевой зоны, признаки плаща осадков на сейсмическом про-


A
TRAVEL TIME (SEC)
0
1
2
3
C/C
C/C
0
1000
2000
DEPTH (METERS)
TRAVEL TIME (SEC)
0
1
2
3
120°
000°
240°
0
1000
2000
DEPTH (METERS)
0
20
40
60
80 Km.



Ф и г. 5. Непрерывные сейсмические профили, пройденные на площадях, прилегающих к району термальных минерализованных вод.
A — правый, или восточный, треугольный ход; *B* — левый, или западный, треугольный ход.

филе резко исчезают. Участок хода, пересекающий впадину Атлантис II, похож на ранее охарактеризованные профили (фиг. 3,4) и отличается от них лишь отсутствием сильно отражающего слоя на восточном фланге впадины.

РАССМОТРЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Общая структура. Три выявленные в Красном море впадины с горячими минерализованными водами очень близки друг к другу, но несколько отличаются по рельефу. Впадина Чейн относительно узкая и имеет V-образную форму. Впадина Дискавери имеет округлые очертания и плоское дно, а впадина Атлантис II удлиненная и с неправильным дном.

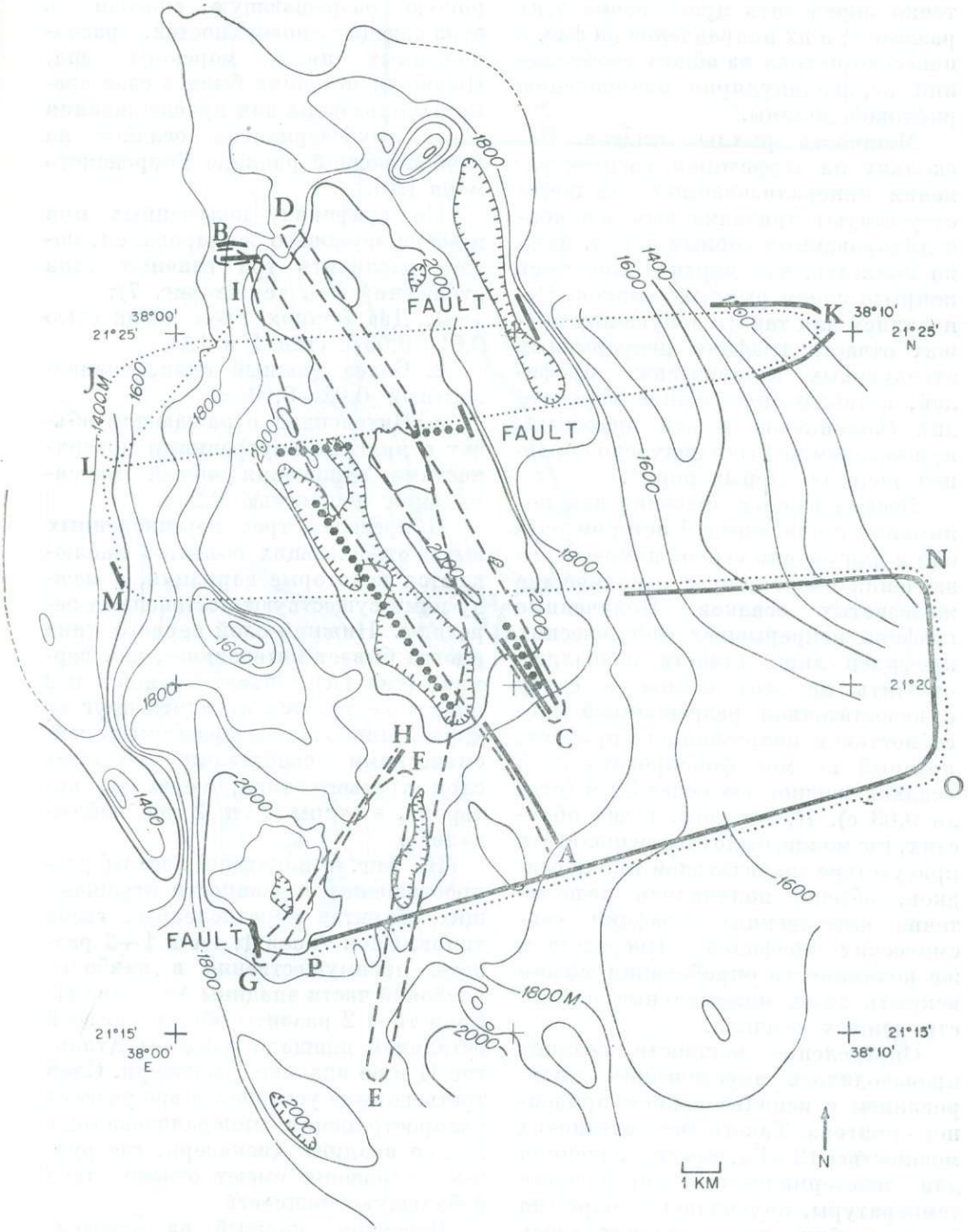
Непрерывные сейсмические профили района гидротермальной деятельности четко фиксируют присутствие плотных сильно минерализованных вод. На других изученных площадях Красного моря нигде не наблюдались подобные отражения звуковых волн, позволяющие предполагать присутствие сильно минерализованных вод.

Отражения от границы минерализованных вод с осадками довольно нечеткие, особенно в участках с расчлененным рельефом морского дна. Отражения от донного субстрата во впадинах наблюдаются редко, и на профилях лишь иногда обнаруживаются признаки осадков мощностью порядка 30 м (более 0,03 с). В некоторых изолированных участках, возможно, могут присутствовать осадки, эквивалентные 0,1 с.

На многих профилях внутри донного субстрата выявлен сильно отражающий слой, особенно характерный для площадей, располагающихся вне района сильно минерализованных термальных вод. Мощность налегающих на этот слой рыхлых осадков, относительно проницаемых для звуковых волн, колеблется от 0,35 с до 0. Как на продольных, так и на поперечных профилях района термальных вод сильно отражающий слой расположен параллельно рельефу морского дна, но в треугольных сейсмических ходах вне участков гидротермальной деятельности он обычно не связан с донной поверхностью (фиг. 5). Аналогичный отражающий слой установлен более ранними сейсмическими исследованиями в семи профилях севернее 17° с. ш. [10] и в тринадцати профилях севернее 19° с. ш. [16]. Нот и соавторы [10] предполагают, что обсуждаемый слой представляет собой несогласие позднемиоценового или раннеплиоценового возраста, причем большинство деформаций в осевой зоне осуществлялись в два периода — один перед началом плиоцена, а второй на конечных этапах последнего отрезка времени плиоцен — четвертичный период. На графиках, записанных по треугольным сейсмическим ходам вне района сильно минерализованных вод, видны признаки деформации, осуществлявшейся до возникновения сильно отражающего слоя, т. е. в доплиоценовое время. Неправильности в соотношениях несогласия с перекрывающими его слоями, обнаруживаемые на профилях, свидетельствуют о постплиоценовой деформации. Если возраст несогласия определен верно, то обсуждаемая здесь часть рифтовой долины образовалась после верхнего миоцена или имеет раннеплиоценовый возраст. На профилях, пройденных севернее и южнее района термальных вод [16], также обычно наблюдается отсутствие такого несогласия в осевой зоне.

Сильно отражающий слой в восточной части рифтовой долины наблюдается чаще и обычно на большей глубине, чем в западной (фиг. 6). Это позволяет предполагать общий наклон на восток, возникший в послеплиоценовое время и вызванный нормальными сбросами [8]. Такой наклон обнаруживается в депрессиях на профилях I — J — K, K — L — N и M — N — O.

В пределах осевой зоны с многочисленными разрывными нарушениями довольно трудно выделить отдельные дизъюнктивные нарушения. Более или менее достоверно удалось



Ф и г. 6. Некоторые структурные особенности района минерализованных вод.

Жирными линиями обозначены участки, в которых четко проявился сильно отражающий поддонный слой. Показаны также положения трех разломов. Простирание их условно принято параллельно направлению рифтовой долины. Жирными точками показаны участки профилей, в которых мощность рыхлых осадков, по сейсмическим данным, составляет около 100 м.

выявить лишь три небольших сброса (фиг. 6). Два из них приурочены к восточному склону впадины Атлантис II, а третий расположен близ западного фланга впадины Дискавери. По имеющимся данным нельзя

точно определить простирание этих разломов, и их направление на фиг. 6 нанесено исходя из общих соображений перпендикулярно направлению рифтовой долины.

Мощность рыхлых осадков. Поскольку на территории распространения минерализованных вод почти отсутствуют признаки выходов консолидированных горных пород, можно полагать, что морское дно здесь покрыто слоем рыхлых осадков. Основанием для такого допущения служат отчасти графики непрерывных эхозвуковых сейсмических профилей, а также опробование морского дна (колонковое и два дражных), при котором не было получено образцов твердых горных пород.

Весьма важное значение для понимания геологической истории района и для оценки его экономического значения имеет вопрос о количестве железистых осадков. Полученные графики непрерывных сейсмических профилей лишь отчасти позволяют ответить на этот вопрос в связи с недостаточной разрешающей способностью использованного прибора, который не мог фиксировать слой осадков мощностью менее 30 м (около 0,03 с). Кроме того, в тех областях, где можно было бы предполагать присутствие значительной толщи осадков, обычно получались недостаточно качественные графики сейсмических профилей. Посредством же колонкового опробования можно вскрыть лишь минимальные мощности донных осадков.

Определение мощности осадков производилось акустическим зондированием с использованием придонного пингера. Такого типа установка мощностью 12 кГц, предназначенная для телетермического определения температуры, опускалась в море (на такую глубину, что до дна оставалось несколько морских саженей) для изучения распределения температур в минерализованных водах [19]. При таких небольших расстояниях от дна, когда эффект бокового эха сводится к минимуму, а звуковой конус перекрывает относительно небольшую площадь, прибор обнаруживает хорошую разрешающую способность отражающих поверхностей, расположенных ниже морского дна. Подобная методика была в свое время использована для прослеживания слоев грубозернистых осадков на глубоководной равнине Тирренского моря [20].

На графиках, полученных при помощи звукового зондирования, можно различить три главных типа отражений (см. также фиг. 7):

1. Два тонких слоя мощностью 0,01—0,03 с (тип 1 и 1А).

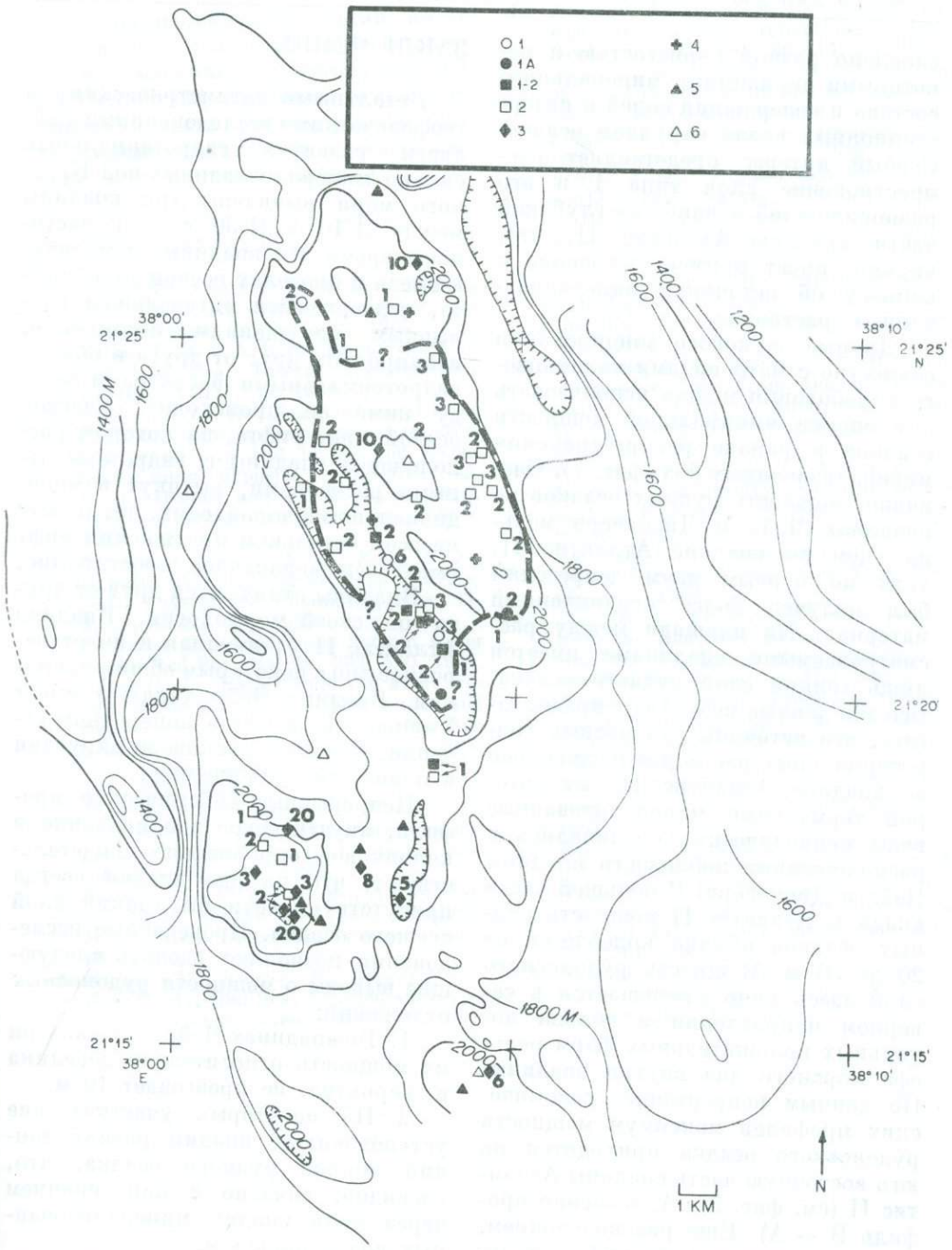
2. Более мощный слой, эквивалентный 0,02—0,03 с.

3. Интенсивно отражающий объект с многими внутренними поверхностями отражения общей максимальной мощностью 0,2 с.

В пределах трех перечисленных выше отражающих объектов наблюдаются некоторые вариации, а между ними существуют постепенные переходы. Нижний слой первого типа иногда бывает интенсивнее, чем верхний (тип 1А). Объекты типов 1 и 2 иногда не удается отличить друг от друга. Наиболее выдержанными сейсмическими свойствами обладает слой третьего типа, переходы которого в типы 1 и 2 не наблюдались.

На фиг. 7 показаны ареалы распространения и мощности отражающих объектов перечисленных выше типов. Слои типов 1, 1А и 1—2 развиты преимущественно в наиболее глубокой части впадины Атлантис II. Слои типа 2 развиты обычно по всей остальной площади впадины Атлантис II и во впадине Дискавери. Слой третьего типа установлен вне участка распространения минерализованных вод во впадине Дискавери, где рудные отложения имеют относительно небольшую мощность.

Вероятно, каждый из отмеченных сейсмических слоев соответствует определенному типу осадков. Слой типа 3, возможно, представляет собой известковый ил, обычно распространенный вне района минерализованных вод и подстилающий рудные осадки во впадине Дискавери. Различие слоев типа 1 и 2, видимо, обу-



Ф и г. 7. Распределение различных отражающих объектов толщи рудоносных осадков по данным акустического зондирования.

Цифрами около условного значка, означающего тип отражающего объекта, указана мощность осадка в десятках метров (при допущении, что скорость прохождения звука в осадках составляет 2 км/с). Пунктирной линией оконтурена область (в пределах глубин более 2000 м), в которой мощность рудоносных отложений превышает 20 м. *1—3* — типы отражающих объектов; *4—5* — мощность железистых осадков в колонках: *4* — более 7 м, *5* — незначительная; *6* — колонки, не содержащие железистых осадков.

словлено разной пористостью и некоторыми вариациями минерального состава и содержания солей в интерстиционных водах и рудном осадке. Особый интерес представляет распространение слоя типа 1 и его разновидностей в наиболее глубокой части впадины Атлантис II, что, видимо, имеет прямое отношение к вопросу об источнике минерализованных растворов.

Данные звукового зондирования совместно с материалами колонкового опробования можно использовать для оценки минимальной мощности осадков в районе распространения минерализованных вод (фиг. 7). Очевидно, мощность рудных осадков во впадинах Чейн и Дискавери меньше, чем во впадине Атлантис II, хотя по первым двум депрессиям был получен более ограниченный материал. На площади между рассматриваемыми впадинами имеется лишь тонкий слой рудного осадка. Все эти данные позволяют предполагать, что источник рудоносных гидротермальных растворов расположен во впадине Атлантис II, из которой термальные минерализованные воды периодически переливались в расположенные поблизости впадины Чейн и Дискавери. В большей части впадины Атлантис II мощность рудных осадков обычно колеблется от 20 до 30 м. Мощность рудоносного слоя здесь явно уменьшается в северном направлении и вблизи локальных положительных форм рельефа морского дна внутри впадины. По данным непрерывных сейсмических профилей максимум мощности рудоносного осадка приходится на юго-восточную часть впадины Атлантис II (см. фиг. 3 и 4, особенно профиль В — А). Еще раз подчеркнем, что приведенные выше цифры получены с использованием недостаточно надежной методики и характеризуют минимальные значения мощности осадков. Для более достоверной и полной оценки мощности рудных отложений района необходимы дополнительное колонковое опробование и применение более тонких геофизических методов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальными батиметрическими и геофизическими исследованиями в области развития гидротермальных сильно минерализованных вод Красного моря выявлены три впадины между 21°10′ и 21°30′ с. ш. В настоящее время эти впадины, локализующиеся в пределах осевой зоны рифта, подвергшейся интенсивным разрывным нарушениям, несомненно, изолированы друг от друга и обмена гидротермальными растворами между ними не происходит. Участок осевой зоны рифта, на котором расположены впадины с гидротермальными растворами, вытянут в меридиональном направлении, тогда как на всем остальном протяжении рифт имеет северо-западное простирание.

Впадины отличаются друг от друга по своей морфологии. Впадина Атлантис II удлиненная и имеет неровное дно с некоторым общим наклоном. Впадина Чейн узкая и имеет V-образную форму в поперечном сечении. Впадина Дискавери округлая в плане, дно уплощенное.

Непрерывные сейсмические профили, акустическое зондирование и колонковое опробование свидетельствуют, что на дне впадин всегда присутствует хотя бы тонкий слой свежего осадка. Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы о мощности рудоносных отложений:

1. Во впадинах Чейн и Дискавери их мощность относительно невелика и, вероятно, не превышает 10 м.

2. На некоторых участках вне установленных впадин развит тонкий покров рудного осадка, что, очевидно, связано с переливанием через края впадин минерализованных вод в прошлом.

3. По данным звукового зондирования в большей части впадины Атлантис II мощность рудного осадка превышает 20 м.

Отражающая поверхность, предположительно определяемая как позднемиоценовое или раннеплиоценовое несогласие [16], присутствует на многих профилях вне депрессий

с минерализованными водами, но отсутствует в пределах самих впадин. Если отмеченные соотношения действительно справедливы, то рассматриваемая часть красноморского рифта, видимо, возникла в верхнем миоцене или раннем плиоцене.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Admiralty Chart C 6359, Compiled by the N.A.T.O., Research Centre, La Spezia, Scale 1:2 300 000, 1965.
2. *Allan T. D.*, A bathymetric chart of the Red Sea, Intern. Hydrographic Review, XLIII, 33, 1966.
3. *Bischoff J. L.*, Red Sea geothermal brine deposits: their mineralogy, chemistry, and genesis, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 368—401, 1969.
4. *Bruneau L., Jerlov N. G., Koczy F. F.*, Reports of the Swedish Deep Sea Exped., Physics and Chemistry, Fasc. II, 3, Appendix 29, 1953.
5. *Charnock H.*, Anomalous bottom water in the Red Sea, Nature, **203**, 590, 1964.
6. *Chase R. L.*, Basalt from the axial trough of the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 122—128, 1969.
7. *Dietrich G., Krause E., Seibold E., Volbrecht K.*, METEOR Forschungsergebnisse, Reihe A, 1, Deutsche Forschungsergebnisse, 1966.
8. *Drake C. L., Girdler R. W.*, A geophysical study of the Red Sea, Geophys. Journ. Roy. Astronom. Soc., 8, 473, 1964.
9. *Hunt J. M., Hays E. E., Degens E. T., Ross D. A.*, Red Sea, detailed survey of hot-brine areas, Science, **156**, 514, 1967.
10. *Knott S. T., Brune E. T., Chase R. L.*, Red Sea seismic reflection studies, Geol. Surv. Canada, **66—14**, 33, 1966.
11. *Matthews D. J.*, Tables of the velocity of sound in pure water and sea water for use in echo-sounding and sound-ranging, 2nd Ed. London Hydrographic Dept., Admiralty, 52 p., 1939.
12. *Miller A. R.*, Highest salinity in the world ocean? Nature, **203**, 590, 1964.
13. *Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.*, Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea, Geochim. et Cosmochim. Acta, **30**, 341, 1966.
14. *Neumann A. C., Densmore C. D.*, Oceanographic data from the Mediterranean Sea, Gulf of Aden and Indian Ocean, Woods Hole Ocean, Inst., Ref. 60-2, 1959.
15. *Phillips J., Woodside J., Bowin C. O.*, Magnetic and gravity anomalies in the central Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 98—113, 1969.
16. *Ross D. A.*, Seismic reflection profiles from the Red Sea, 1969a.
17. *Ross D. A.*, Temperature structure of the Red Sea brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 148—152, 1969b.
18. *Ross D. A., Hunt J. M.*, Third brine pool in the Red Sea, Nature, **213**, 687, 1967.
19. *Ross D. A., Tyndale C.*, Hot hole-revisited, Geo-Marine Technology, 3, 7, 1967.
20. *Ryan W. B. F., Workum F., Jr., Hersey J. B.*, Sediments on the Tyrrhenian Abyssal Plain. Bull. Geol. Soc. Am., **76**, 1261, 1965.
21. *Swallow J. C., Crease J.*, Hot salty water at the bottom of the Red Sea, Nature, **205**, 165, 1965.

ГИДРОГРАФИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛОВ КРАСНОГО МОРЯ

П. Брюер, К. Денсмор, Р. Манс, Р. Стенли

Вудс-Холский океанографический институт, Вудс-Хол, Массачусетс

ВВЕДЕНИЕ

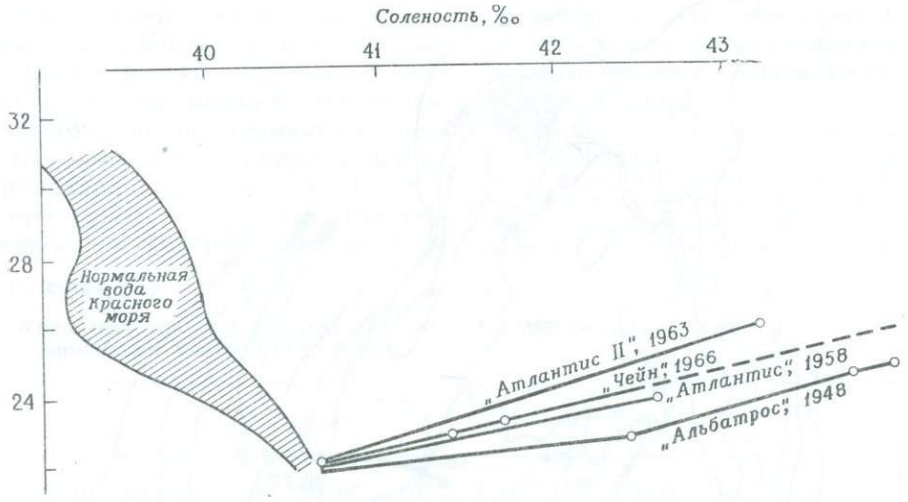
Высокоминерализованные воды Красного моря представляют собой исключительное геохимическое явление, но при исследовании свойств этих рассолов приходится основываться на обычных океанографических стандартах, т. е. получаемые результаты следует считать предварительными. Скопления рассолов в Красном море были открыты благодаря их взаимодействию с окружающими массами придонных вод, на которые они оказывают небольшое, но качественно важное влияние. Более широкие аномалии были установлены стандартными гидрографическими методами. Таким образом, изучение гидрографических свойств минерализованных вод имеет существенное значение как для понимания их физико-химических свойств, так и для выявления условий их устойчивости и поисковых признаков.

Глубинные воды Красного моря занимают замкнутый бассейн, который сообщается с открытым океаном лишь через пролив Баб-эль-Мандеб. В наиболее мелководной части глубина этого пролива составляет около 125 м. Приповерхностная циркуляция вод в Красном море до глубины около 200 м определяется главным образом процессами испарения [8]. На больших глубинах весь бассейн заполнен теплой водой с исключительно постоянными температурой и соленостью. Температура этих вод близка к 21,7° С, а соленость составляет 40,6‰. В водах прибрежных неглубоких частей моря, окружающих эту центральную массу, а также в заливах Суэцком и Акаба наблюдаются значительные отклонения от указанных величин. Содержание растворенного кислорода в центральной водной массе невелико, около 2 мл/л.

Термальные минерализованные воды представляют собой явную аномалию в чрезвычайно однородной и стабильной гидрографической обстановке моря. Несколькими экспедициями было установлено некоторое смешивание термальных минерализованных вод с обычными придонными водами Красного моря посредством диффузии или в результате проявления более активных процессов (фиг. 1, [4, 10]).

При детальном изучении минерализованных вод иногда получались данные, свидетельствующие о разбросе значений температуры и солености воды. Стало ясно, что такой разброс неизбежен в связи с резким расслоением и смешиванием вод на поверхности раздела (табл. 1).

Гидрография. В 1966 г. с корабля «Чейн» в районе впадин Дискавери и Атлантис II был произведен тридцать один цикл гидрографических определений (фиг. 2). Температуры минерализованных вод определялись термометрами Рихтера и Визе, помещенными в специальные защитные кожухи. Именно эти термометры были использованы и при работе экспедиции на судне «Атлантис» II в 1965 г. Термометры калибровались до, между и после плаваний судов «Атлантис II» и «Чейн». Расхождения при калибровке достигали 0,01°. Поскольку в нашем распоряжении имелось лишь два термометра, для оценки распределения температуры пришлось производить многочисленные погружения.



Фиг. 1. Поле типичных значений зависимости солености воды Красного моря от температуры и аномалии этого показателя, установленные предыдущими экспедициями.

Глубина точек измерения внутри слоя минерализованных вод определялась экстраполяцией от термометрически фиксированной верхней границы слоя с учетом обычно небольшого угла наклона троса. В распоряжении авторов не было термометров, пригодных для термометрического определения глубины в том же интервале температур, которые характерны для слоя термальных вод. Предполагается, что точность определения глубин составляет $\pm$ 5 м.

Таблица 1

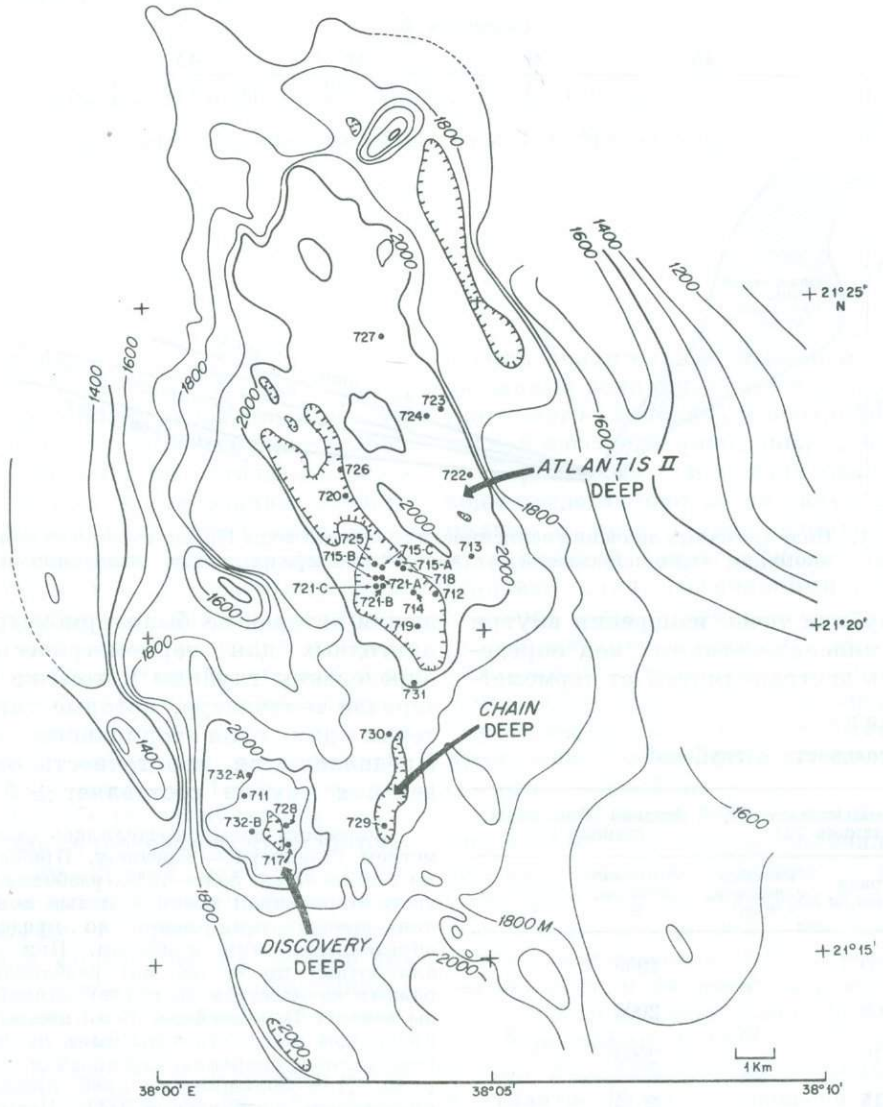
Рост солености с глубиной

Впадина Атлантис II, станция 727		Впадина Дискавери, станция 717	
Интервал глубины, м	Разница солености, ‰	Интервал глубины, м	Разница солености, ‰
1990		1999	
	6		0
2000		2004	
	18		8
2010		2009	
	83		7
2015		2014	
	0		12
2020		2019	
	0		21
2025		2024	
	0		45
2030		2029	
	0		4
2035		2034	
	0		15
2040		2039	
	0		120
2045		2044	
	170		36
2050		2051	
	0		0
2055		2053	

Соленость воды определялась салинометром Шлейхера — Бредшоу. Пробы воды с соленостью более 48‰ разбавлялись дистиллированной водой с целью доведения концентрации ионов до пределов, определимых этим прибором. При этом аликвотная проба (25 мл) разбавлялась равным количеством дистиллированной воды в колбе Эрленмейера. Если после этой процедуры соленость воды была по-прежнему велика, операцию разбавления повторяли. Для большинства проб пришлось производить разбавление 1:11. Несмотря на неточности, возникающие при такой процедуре, воспроизводимость определений колебалась в пределах $\pm$0,5‰.

Определение растворенного кислорода производилось по методу Винклера. Вызывает некоторое сомнение точность определений для величин, промежуточных между характерными для нормальной морской воды и для наиболее концентрированных рассолов. В этих случаях при продувании осадка марганца и при последующем титровании, вероятно, происходило взаимодействие солей и рудных металлов. Содержание растворенного кислорода в минерализованных водах оказалось очень низким или нулевым, ниже предела чувствительности метода Винклера.

Весовые определения солености. Подавляющее большинство отобранных проб подвергалось разбавлению,



Ф и г. 2. Местоположение точек гидрографических наблюдений экспедиции 1966 г. на судне «Чейн» в районе термальных минерализованных вод.
Изобаты морского дна даны в метрах.

и соленость в них определялась салинометром описанным выше способом. Достоинства этого способа заключаются в его быстроте и в сопоставимости результатов с многими измерениями других исследователей, использовавших тот же метод. Однако при этих определениях вводятся две крупные ошибки: 1) разбавление производится по объему, тогда как необходимо производить его по весу; 2) ионный состав в пробах должен быть таким же, как и в калибровочных растворах (стандартная морская вода), тогда как в изучавшихся минерализованных водах он был существенно иным. Таким образом, применение этого метода, пригодного, как правило, для океанических вод, в случае красноморских рассолов должно было приводить к значительным ошибкам в оценке величин вычисляемой по электропроводности солености и хлоридности вод.

Химический состав минерализованных вод Красного моря уже освещался в печати [1, 2, 4]. В этих работах подчеркивалось, что по химическому составу термальные воды резко отличаются от окружающей их нормальной морской воды. В табл. 2 приведены содержания главных элементов в минерализованной воде из впадины Дискавери и нормальной морской воде. Очень близкий к ним состав установлен и для вод с температурой 56° С из впадины Атлантис II; эти воды различны лишь по содержанию микроэлементов [3].

Таблица 2

Содержание главных элементов в рассолах впадины Дискавери и нормальной морской воде (г/кг)

	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Sr^{2+}	Cl^-	Br^-	SO_4^{2-}
Рассолы впадины Дискавери	92,68	2,13	4,65	0,79	0,04	155,1	0,13	0,70
Нормальная морская вода (соленость 35‰)	10,76	0,39	0,41	1,29	0,008	19,35	0,066	2,71

Для рассолов из впадины Дискавери методом измерения электропроводности с весовым разбавлением дистиллированной водой определена соленость около 271‰ [11]. Соленость термальных вод, определенная во многих пробах впадин Атлантис II и Дискавери также по электропроводности, но с объемным разбавлением дистиллированной водой составляет в среднем для большинства проб 320‰ [7]. Эти данные приведены в табл. 8 и 9.

Для рассолов впадины Дискавери был выполнен полный химический анализ и произведены прямые весовые определения солености [1, 2]. Истинная соленость в пробе большого объема составляла 255 г/кг, сумма содержаний отдельных компонентов составляет 256 г/кг.

В дальнейшем под названием «соленость» мы будем подразумевать определения методом измерения электропроводности, прямые определения будут называться весовой соленостью. На графике соотношения температуры и солености (фиг. 6) последняя выражена приближенно суммарным весовым содержанием растворенных солей.

Весовая соленость определялась по методу Морриса и Рили [6]. Аликвотная доля из пробы рассола, объем которой в зависимости от предполагаемой солености варьировал от 1,5 до 10 мл, взвешивалась в платиновом тигле совместно с добавкой фторида натрия. Эта навеска осторожно выпаривалась до небольшого объема на инфракрасной лампе, после чего добавлялся этиловый спирт для осаждения мелких кристаллов солей, чем предотвращалось растрескивание осадка при нагревании. Осадок солей нагревался до 650° С в муфельной печи, высушивался в вакуумном эксикаторе и взвешивался. Полученные цифры корректировались на уменьшение веса в вакууме. Кроме того, вносилась небольшая поправка на присутствие бромидов с целью приведения данных в соответствие с формулой Кнудсена. Для изучавшихся необычных рассолов целесообразность введения поправки на содержание бромидов кажется сомнительной. Тем не менее мы применяли эту поправку с тем, чтобы не было разницы с обработкой проб, отобранных в открытом море. Определения хлоридности производились титро-

Таблица 3

Хлоридность и общая соленость рассолов впадины Атлантис II (станция 721)

Глубина, м	Температура, °С	Хлоридность, ‰	Соленость, ‰	
			по электропроводности	весовая
1944	22,20	22,60	40,80	40,98
1994		24,07	43,27	43,18
2007		34,04	59,52	59,63
2017		80,13	151,50	134,99
2027		80,70	151,25	134,99
2037		79,29	151,88	135,44
2054	56,56	156,03	321,42	257,06
2098	56,46	156,10		257,33

ванием с использованием в качестве индикатора хромата калия.

Весовые определения показали, что величины солености термальных минерализованных вод, определяемые по электропроводности и хлоридности, явно завышены (табл. 3 и 4). Исключением из этого правила были три пробы из впадины Дискавери, отобранные в интервале глубины 1995 и 2004 м. Можно предположить, что это связано с изменением ионного состава, обусловленным растворением морских организмов, задерживающихся у верхней границы слоя рассолов, имеющих очень высокую плотность. Поскольку химические анализы не показали каких-либо специфических особенностей состава вод, отмеченное необычное совпадение результатов определения солености разными методами, вероятно, объясняется отклонением в измерениях электропроводности.

При экспонировании на воздухе в пробах воды из впадины Атлантис II возникал красновато-бурый осадок, окраска которого связана с окислением закисного железа. Неопределенности в оценке этого

Таблица 4

Хлоридность и общая соленость рассолов впадины Дискавери (станция 717)

Глубина, м	Температура,	Хлоридность, ‰	Соленость, ‰	
			по электропроводности	весовая
1985	22,99		42,48	
1990	23,22	23,99	43,07	43,04
1995	23,90	25,00	41,28	44,59
1999		25,72	42,60	45,83
2004	24,80	26,48	44,10	46,98
2009	26,11	29,09	52,52	51,05
2014	27,51	33,40	60,04	57,42
2019	29,72	40,09	72,78	69,25
2024		51,57	94,32	87,99
2029		74,63	140,25	125,10
2034		77,05	144,90	129,28
2039		84,38	160,15	141,43
2044	41,90	138,70	280,20	231,37
2151		155,10	316,73	256,60
2153		154,70	316,64	256,84
2158		155,30	317,10	256,39
2160			317,38	

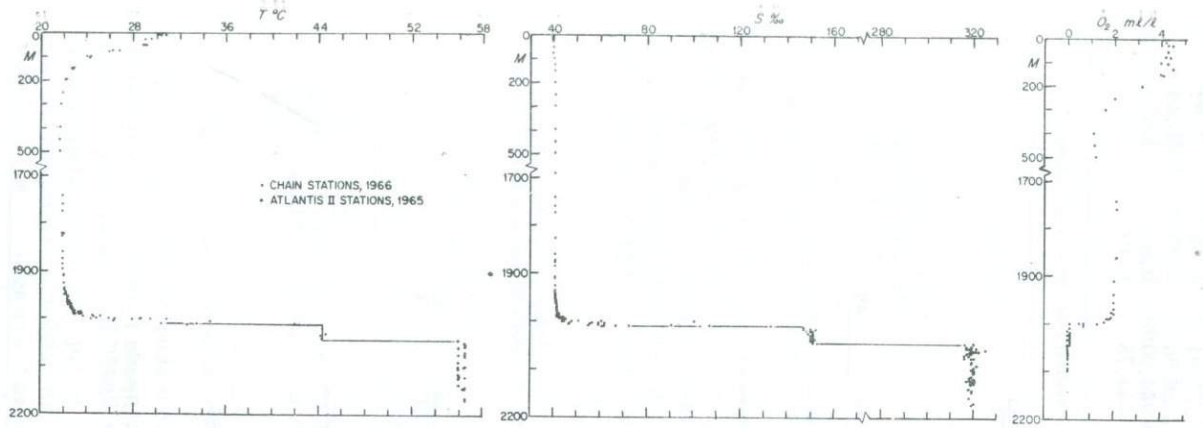
явления связаны с тем, что не было известно количество частиц, взвешенных в рассоле *in situ*.

Весовые определения солености производились из фильтратов, в связи с чем истинные величины этого параметра в термальных водах впадины Атлантис II, вероятно, на 0,01—0,05‰ выше приведенных здесь.

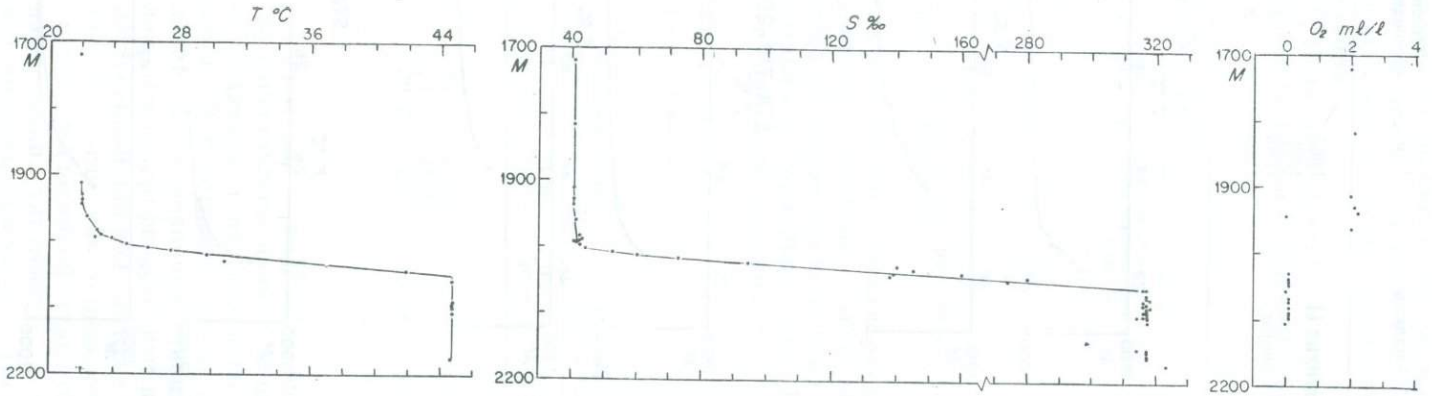
Моркос и Рили [5] изучили соотношения солености, хлоридности и плотности вод в районе Суэцкого канала в интервале солености 42—48‰ и предложили для этого интервала составов эмпирическое уравнение $S‰ = 1{,}802\ Cl‰$. Для вод повышенной солености, загрязненных продуктами растворения пластов эвапоритов, не удалось сколько-нибудь достоверно установить закономерные соотношения между соленостью и хлоридностью. Аналогичным образом и в рассолах Красного моря отсутствуют какие-либо простые соотношения между этими двумя параметрами. По мере прогрессивно возрастающей с глубиной хлоридности рассолов рассматриваемое отношение последовательно уменьшалось от $\sim 1{,}80$ в воде с соленостью 42‰ до $\sim 1{,}65$ в наиболее насыщенных солями пробах.

На фиг. 3 и 4 приведены графики зависимости температуры и солености вод от глубины по данным измерений экспедиции на судне «Чейн» в 1966 г. На фиг. 3 использовано 119 определений температуры со значениями более 22° С, а на фиг. 4—188 определений солености со значениями более 41‰. На этих же графиках использованы также некоторые данные экспедиции на судне «Атлантис II». На графиках видны некоторые примечательные особенности вариаций рассматриваемых зависимостей. В более горячих водах впадины Атлантис II за период двенадцать месяцев зафиксировано увеличение средней температуры на 0,5° С (табл. 5), которое позволяет предполагать колоссальный приток тепла, вероятно поступавшего снизу. В этот же период во впадине Дискавери не было установлено сколько-нибудь заметного изменения температуры рассолов. Ни в одной из впадин не установлено достоверно каких-либо вариаций солености. Однако средняя величина солености (по измерениям электропроводности) в 24 пробах со значениями этого параметра более 300‰ из впадины Дискавери меньше на 1,7‰, чем средняя соленость рассолов во впадине Атлантис II (41 проба).

Во впадине Атлантис II над термальными водами со средней темпе-



Ф и г. 3. Зависимость температуры и солености воды от глубины во впадине Атлантис II.
По работе [7].

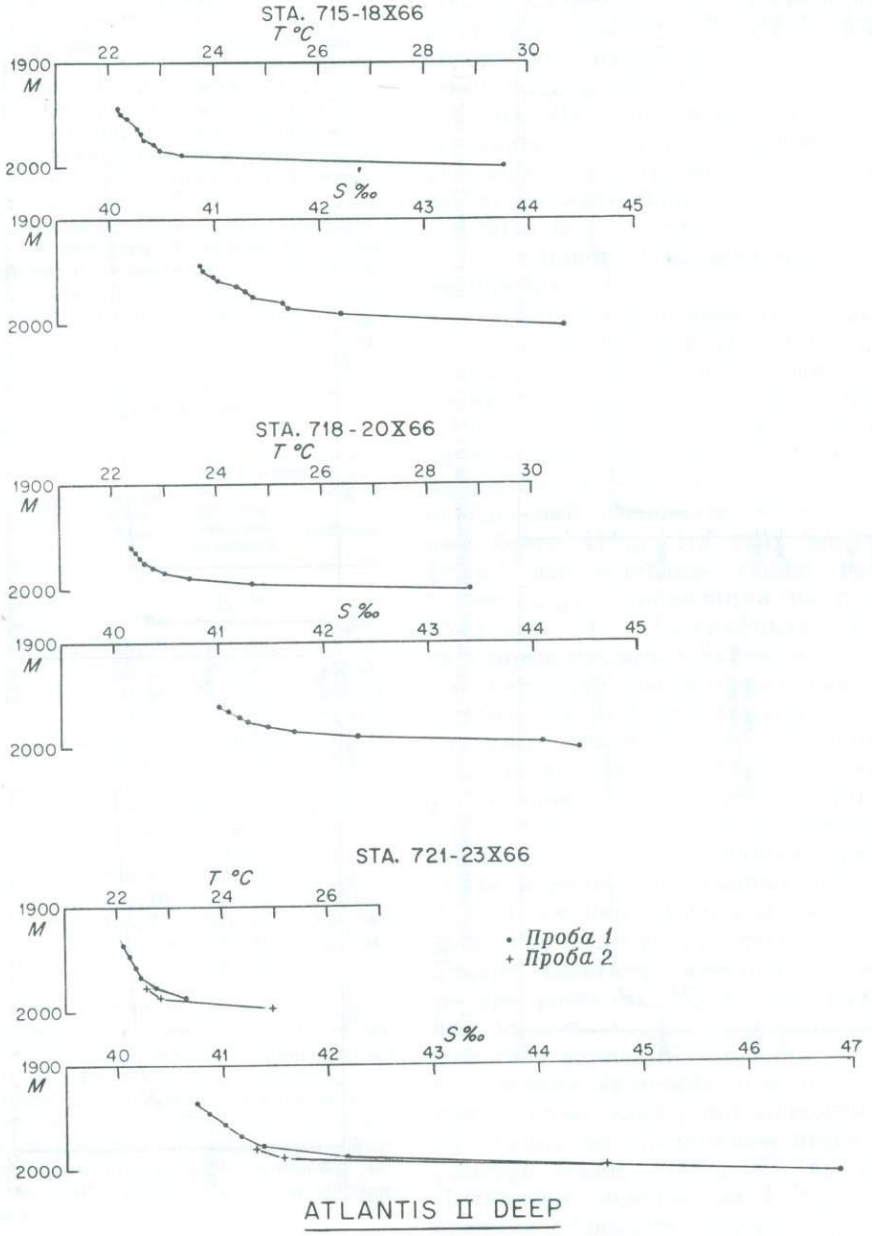


Ф и г. 4. Зависимость температуры и солености воды от глубины во впадине Дискавери.
По работе [7].

Таблица 5

Изменения температуры минерализованных вод в 1964—1966 гг.

Впадины	Год	Число наблюдений	Температура, °С		
			пределы	разброс	среднее
Атлантис II	1965	13	55,90—55,94	0,05	55,92
	1966	15	56,31—56,56	0,25	56,48
Дискавери	1964	4	44,40—44,90	0,5	44,7
	1966	8	44,65—44,75	0,10	44,72



Фиг. 5. Зависимость температуры и солености воды во впадине Атлантис II, измерявшихся в течение 3 дней.
По работе [7].

ратурой 56° С располагается слой рассолов толщиной около 30 м с температурой 44° С. Вероятно, этот последний слой представляет собой временное явление [12]. Выше слоя с температурой 44° С во впадине Атлантис II расположен слой мощностью 120 м, в котором температура варьирует от 44 до 22° С. В пользу того, что это активная зона, подверженная непрерывным изменениям, свидетельствуют графики вариаций температуры и солености, построенные по данным измерений в разные дни (фиг. 5). Все кривые зависимости температуры и солености от глубины подобны по форме. Это говорит о том, что установленные вариации не связаны с ошибками определения солености или температуры. Возможно, в определениях абсолютных глубин на этих графиках имеются ошибки. Однако относительные глубины отдельных образцов в пределах каждого рейса опробования установлены вполне точно. Эти быстрые изменения гидрографических параметров, нашедшие отражение на графиках фиг. 5, позволяют полагать, что слой смешивания находился в весьма активном состоянии.

Возможно, различная глубина положения верхней границы слоя рассолов во впадине Дискавери, установленная разными экспедициями (табл. 6), свидетельствует о некоторой активности термальных вод. Наиболее наглядна картина на графике температура — соленость (фиг. 6), где сопоставлены данные измерений во впадинах и на седловине между ними. Фигуративные точки определений на седловинной станции 731 ложатся на графике вблизи кривой, построенной для вод впадины Атлантис II, тогда как определения на другой седловинной станции (729) дают точки, тяготеющие к кривой вод впадины Дискавери. На глубинах более 2000 м на обеих станциях температура и соленость оказались меньше, чем в любой из двух впадин (табл. 7). Эти данные позволяют по-

Таблица 6

Колебания глубины границы минерализованных вод

Экспедиция	Наибольшая глубина нормальной воды, м	Минимальная глубина слоя наибольшей солености, м
«Дискавери», 1964 г.	1945	2030
«Атлантис II», 1965 г.	1940	2044
«Чейн», 1966 г.	1944	2058

Только одна проба экспедиции «Атлантис II» получена в слое рассола, поэтому цифры второй строки таблицы нельзя считать достаточно надежными.

Таблица 7

Сопоставление температуры (°С) и солености (‰) воды во впадинах и на седловине между ними

Глубина, м	Впадина Атлантис II (станция 723)		Седловина (станция 731)		Впадина Дискавери (станция 717)		Седловина (станция 729)	
	Температура	Соленость	Температура	Соленость	Температура	Соленость	Температура	Соленость
1985	22,94	41,66	22,85	41,73				
2000	28,62	50,76	24,41	43,67	~ 24 [1]	42,60	23,80	42,92
2005	~ 33 [1]	61,98	26,38	46,96	24,80	44,10		
2020					29,72	72,78	25,98	57,90

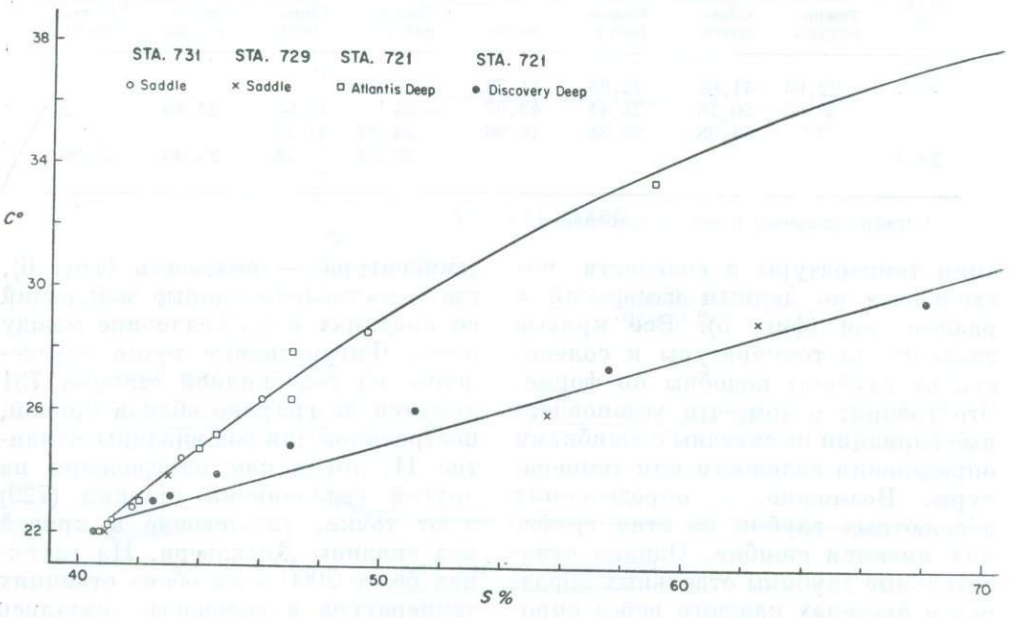
[1] Цифра получена путем экстраполяции.

лагать, что вертикальное рассеяние тепла из различных бассейнов зависит преимущественно от их глубины и характера нагревания. Возможно, термальные воды, подогреваемые снизу, периодически переливаются из впадины Атлантис II через седловину во впадину Дискавери, где они медленно охлаждаются и смешиваются с придонными водами Красного моря. В пределах седловины, где отношение площади распространения термальных вод к их объему значительно больше, чем во впадинах, деградация горячих рассолов происходит с повышенной скоростью.

Минерализованные воды впадины Дискавери отличаются от рассолов впадины Атлантис II лишь меньшей (на 12°) температурой. Предполагается, что термальные воды впадины Дискавери охлаждаются снизу. Это мнение основано на наблюдениях экспедиции на судне «Дискавери», в процессе которой было установлено, что температура вод в придонной части на 0,4° С ниже, чем в вышележащем слое. Подобный характер охлаждения был отмечен и экспедицией «Чейн» [9]. Вероятнее, однако, что по мере потери гидротермальным слоем тепла вверх и в стороны несколько охлажденные воды повышенной плотности скапливаются на дне впадины.

Красноморские рассолы по своим свойствам далеко выходят за пределы, в которых потенциальные температуры и солености можно связать океанографическими формулами. Грубые измерения их плотности были осуществлены посредством определения термического расширения нескольких проб известного веса. Были получены следующие результаты: у вод с соленостью 41,6‰ при температуре 22° С сигма-t составляет 28, у рассолов верхнего слоя (44° С) впадины Атлантис II при температуре 44,35° С — 89, а у нижнего слоя (56° С) при температуре 56,5° С — 178; у верхнего слоя (44° С) рассолов впадины Дискавери при 44,72° С сигма-t равна 183.

В табл. 8 приведены данные определений, проверенных на двух гидрографических станциях во впадине Атлантис II, которые типичны для водной колонки этого бассейна. В табл. 9 приведены данные определений на единственной гидрографической станции во впадине Диска-



Ф и г. 6. Зависимость солености и температуры воды во впадинах Атлантис II, Дискавери и на разделяющей их седловине.

Таблица 8

Гидрографические колонки впадины Атлантис II (по материалам экспедиции «Чейн»)

Глубина, м	Температура, °С	Соленость [1], ‰	Сигма-t	Скорость звука, м/с	Содержание кислорода, мл/л
		Станция 725, 30 октября 1966 г.			
1	30,77	39,213	24,64	1551,9	4,30
10	30,79	39,197	24,62	1552,1	4,18
25	29,01	39,469	25,44	1549,0	4,34
75	26,20	39,302	26,24	1543,6	4,15
99	24,36	39,87	27,24	1540,5	3,97
149	22,82	40,27	28,01	1538,0	2,97
198	22,17	40,41	28,30	1537,4	3,22
298	21,78	40,53	28,50	1538,2	1,58
397	21,71	40,58	28,56	1539,7	1,12
497	21,70	40,63	28,61	1541,4	1,20
597	21,71	40,56	28,55	1543,1	1,42
797	21,73	40,62	28,59	1546,7	1,67
997	21,76	40,64	28,60	1549,9	1,91
1169	21,79	40,61	28,56	1552,8	2,01
1366	21,84	40,60	28,54	1556,2	2,05
1562	21,89	40,60	28,53	1559,6	2,09
1759	21,95	40,62	28,52	1563,1	2,07
		Станция 727, 31 октября 1966 г.			
1980	22,74	41,40	28,89	1569,8	2,01
1990	23,02	41,72	29,05	1571,0	1,80
2000	26,43	47,99	32,77	1586,4	0,54
2010		66,7			0,11
2015		150,4			0,00
2020		150,4			0,06
2025		149,2			0,06
2030		150,1			0,05
2035		150,1			0,05
2040	44,26	150,5			0,06
2045		147,0			0,05
2050		318,6			0,00
2055		317,8			—
2065		318,6			0,00
2075	56,40	318,6			0,00

[1] Соленость проб с глубины 2010 м и больше определялась на корабле по описанному в тексте методу.

Таблица 9

Гидрографическая колонка впадины Дискавери (станция 732, экспедиция «Чейн», 8 ноября 1966 г.)

Глубина, м	Температура, °С	Соленость [1], ‰	Сигма-t	Скорость звука, м/с	Содержание кислорода, мл/л
1720	21,92	40,60	28,52	1562,3	2,00
1817	22,00	40,61	28,50	1564,2	2,14
1913	22,03	40,67	28,54	1565,9	2,04
1938	22,10	40,70	28,54	1566,5	2,19
1944	22,03	40,67	28,54	1566,4	0,00
1962	22,38	41,07	28,74	1568,1	1,96
1964	22,87	42,10	29,39	1571,1	
2043		138,4			0,06
2058	44,70	316,1			0,00
2093	44,73	316,4			0,08
2106	44,73	317,0			0,00

[1] Соленость проб с глубины 2043 м и больше определена на корабле по описанному в тексте способу.

вери. В слоях рассолов наблюдается некоторый разброс температур (табл. 5), который как будто был несколько больше в 1966 г. по сравнению с 1965 г. Разброс температур во впадине Атлантис II в 1966 г. достигал 0,25° С, что на порядок больше точности термометрических измерений. Это также свидетельствует о некоторой современной активности в слое рассолов впадины Атлантис II.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Brewer P. G., Riley J. P., Culkin F.*, Chemical composition of the hot salty water from the bottom of the Red Sea, Nature, **206**, 1345, 1965a.
2. *Brewer P. G., Riley J. P., Culkin F.*, The chemical composition of the hot salty water from the bottom of the Red Sea, Deep-Sea Res., **12**, 497, 1965b.
3. *Brewer P. G., Spencer D. W.*, A note on the chemical composition of the Red Sea deep brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 174—175, 1969.
4. *Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. G., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.*, Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea, Geochim. et Cosmochim. Acta, **30**, 341, 1966.
5. *Morcos S. A., Riley J. P.*, Chlorinity, salinity, density and conductivity of sea water from the Suez Canal region, Deep-Sea Res., **13**, 741, 1966.
6. *Morris A. W., Riley J. P.*, The direct gravimetric determination of the salinity of sea water, Deep-Sea Res., **11**, 899, 1964.
7. *Munns R. G., Stanley R. J., Densmore C. D.*, Hydrographic observations of the Red Sea brines, Nature, **214**, 1215, 1967.
8. *Neumann A. C., McGill D. A.*, Circulation of the Red Sea in early summer, Deep-Sea Res., **8**, 223, 1962.
9. *Pugh D. T.*, Origin of hot brines in the Red Sea, Nature, **214**, 1003, 1967.
10. *Riley J. P.*, The hot waters of the Red Sea bottom and their related sediments, Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., **5**, 141, 1967.
11. *Swallow J. C., Crease J.*, Hot salty water at the bottom of the Red Sea, Nature, **205**, 165, 1965.
12. *Turner J. S.*, A physical interpretation of the observations of hot brine layers in the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 164—173, 1969.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР В РАЗЛИЧНЫХ СЛОЯХ РАССОЛОВ КРАСНОГО МОРЯ

Д. Росс

Вудс-Холский океанографический институт, Вудс-Хол, Массачусетс

ВВЕДЕНИЕ

Одной из задач экспедиции на судне «Чейн» было выявление термической структуры скоплений рассолов в Красном море, т. е. изучение распределения температур в известных впадинах, а также поиски новых таких впадин в пределах участков с аномальными температурами. Исследования велись с применением обычного гидрографического оборудования (бутыли Нансена с регистрацией высоких температур обычными опрокидывающимися термометрами) и электронного термического телеметрического зонда. Данные, полученные обычными гидрографическими методами [10, 12], слагаются лишь из дискретных наблюдений (определение температур в разобщенных точках погружений). В отличие от этого электронный термический телеметрический зонд позволяет получать непрерывные измерения распределения температуры. Этот прибор оказался также полезным и для поиска новых скоплений термальных вод: именно с его помощью была открыта впадина Чейн, заполненная горячими минерализованными водами [14].

В настоящей статье излагаются результаты термических измерений в Красном море телеметрическим зондом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Использованный телеметрический зонд представлял собой переоборудованный глубинный зонд фирмы Бентос, в котором батиметрический элемент был заменен термистором. Это последнее устройство испускает два звуковых импульса в секунду. Первый сигнал подается точно с интервалом в одну секунду, после этого первого импульса следует второй с интервалом, пропорциональным температуре. Интервал между первым и вторым сигналами регулируется термометрическим устройством, рассчитанным в нашем случае на температуры 20—70° С, действие которого основано на электросопротивлении, изменяющемся в зависимости от температуры. Электросопротивление контролирует работу телеметрического электронного устройства. Звуковые сигналы принимались на «Чейне» эхозондом с чувствительностью 12 килоциклов и фиксировались самопишущим устройством высокой точности. Телеметрический термозонд применялся как самостоятельно, так и совместно с другими приборами для определения высоты от дна впадин (наряду с регистрацией температур).

Данные, получаемые посредством термического телезонда, имеют три недостатка. В связи с большим интервалом температур, на который он был настроен, точность измерений составляла ±1,25° С. Однако в большинстве случаев удавалось установить температуру точнее посредством сопоставления данных телезонда и температур, определенных обычным гидрографическим устройством. При совместном применении этих приборов фиксировались температуры интервалов между точками измерений гидрографическим устройством, а следовательно, в целом точность термических измерений возрастала. Главный ущерб от значительной ошибки термических измерений зондом

заключается в том, что с его помощью нельзя было определять незначительные изменения температуры, несомненно проявляющиеся у дна впадины Дискавери [12, 13], а частично и во впадине Атлантис II [5].

Второй недостаток термического телезонда, свойственный и обычной гидрографической установке,— затруднительность точного определения глубины измерений. Определение глубины положения прибора производилось вычитанием его превышения над дном (фиксируется самописцем) из общей глубины, определяемой эхолотом с корабля. Возможная ошибка в определении глубины прибора, а следовательно, и положения различных термических слоев могла быть связана с тем, что прибор находился не точно под кораблем. Определялась средняя глубина слоев по результатам многократных погружений прибора, стандартное отклонение средней (табл. 1) составляет 0,25%. Независимое измерение глубины производилось эхолотом, опускаемым совместно с термическим телезондом. Эхолот фиксировал глубину погружения, и полученные данные довольно близки к цифрам, полученным термическим телезондом.

Для фиксации изменения температуры на 63% термическому телезонду необходимо 0,7 с. Поскольку в районе термальных минерализованных вод погружение прибора производилось со скоростью 40 м/мин, ошибка в определении глубины для значительных изменений температуры не должна была превышать 1 м.

Третий недостаток данных, получаемых при помощи термического телезонда, заключается в том, что глубины и мощности слоев получаются не в виде абсолютных величин. Ранее была вычислена поправка скорости прохождения звука в нормальных водах Красного моря [7], однако до сих пор не установлено, насколько эта скорость увеличивается в сильно минерализованных водах, хотя такое увеличение сейчас и не вызывает сомнения. Так что приводимые в настоящее время мощности и глубины термически различных слоев впоследствии, когда будут найдены нужные поправочные коэффициенты, очевидно, придется увеличить. Паг [13], распространив формулу Хортона [17] за пределы ее достоверной применимости, получил для придонных вод впадины Атлантис II скорость прохождения звуковых волн 1910 м/с, а для впадины

Таблица 1

Глубина положения различных термических слоев в рассолах [1]

Границы слоев	Средняя глубина, м (телезонд)	Стандартное отклонение, м	Средняя глубина, м (эхолот)
Впадина Атлантис II			
Верхняя граница термальных вод	1984	5,3 (32)	1977 (3)
Верхняя граница слоя с температурой 44° С	2009	4,4 (32)	2010 (3)
Нижняя граница слоя с температурой 44° С	2037	5,5 (28)	
Мощность переходной зоны	5	2,4 (28)	
Верхняя граница слоя с температурой 56° С	2042	5,7 (28)	2048 (1)
Впадина Дискавери			
Верхняя граница термальных вод	1986	8,8 (9)	1994 (2)
Верхняя граница слоя с температурой 36° С	2023	6,4 (9)	2025 (2)
Нижняя граница слоя с температурой 36° С	2027	2,6 (9)	
Мощность переходной зоны	15	5,1 (9)	
Верхняя граница слоя с температурой 44° С	2042	8,4 (9)	2041 (1)

[1] В определения глубин внесены обычные поправки без корректировки на увеличение скорости звука в рассолах. В двух последних колонках в скобках указано количество измерений.

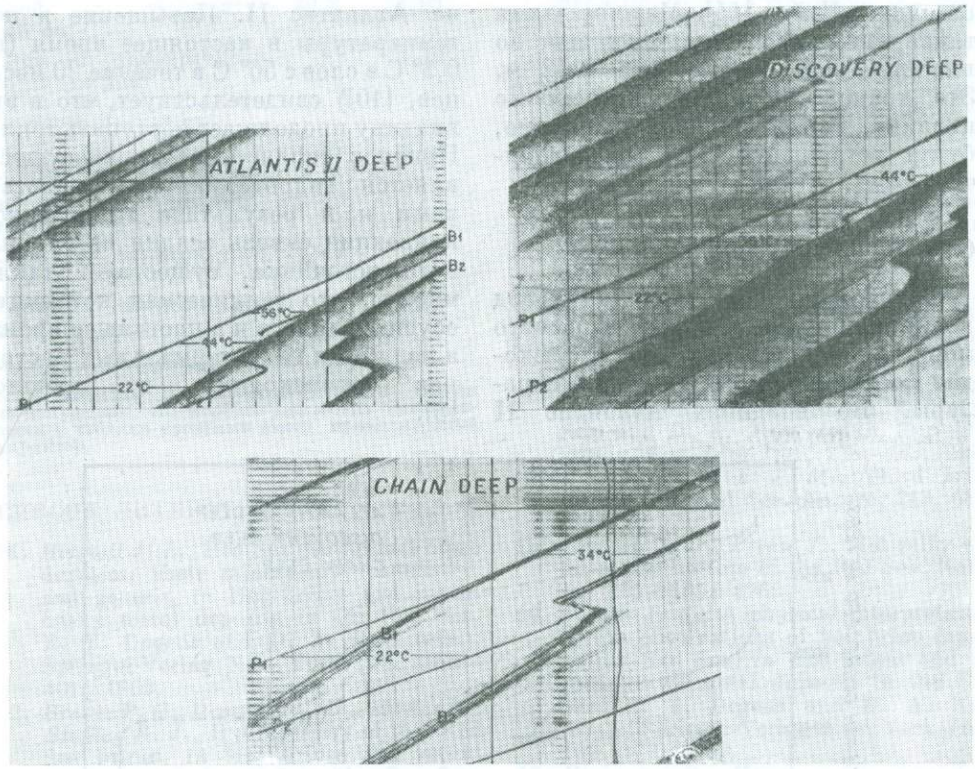
Дискавери соответственно 1890 м/с. Скорость звука в нормальных водах Красного моря составляет около 1550 м/с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Впадина Атлантис II. В термальных водах впадины Атлантис II установлено два четких термических слоя с температурами 44° С и 56° С (фиг. 1). Более точными измерениями опрокидывающимися термометрами эти температуры соответственно определяются в 44,2° С и 56,5° С [10, 2]. В табл. 1 приведены данные по глубине и мощности этих двух термических слоев. Граница между слоями очень резкая, и мощность переходной зоны, вероятно, не превышает 5 м. Несмотря на неоднократные попытки, из переходной зоны не удалось получить гидрографических проб. Вопрос о природе резкой границы между термическими слоями освещен в печати [16, 5].

Приводимые здесь глубины термических слоев несколько отличаются от установленных при гидрографических исследованиях [10, 2]. Вероятно, эти расхождения связаны с различиями методик определения глубины. При гидрографических исследованиях глубина определялась экстраполяцией данных, полученных при термометрических измерениях над слоем минерализованных вод с учетом угла наклона троса. Наша методика определения глубины уже рассматривалась выше.

Впадина Дискавери. Во впадине Дискавери также установлено два



Ф и г. 1. Кривые регистрации телеметрических измерений температур во впадинах со скоплениями термальных рассолов.

Температура фиксируется временным интервалом между кривыми записи сигналов P_1 и P_2. Линии B_1 и B_2 — кривые записи волн сигналов P_2 и P_1 соответственно, отраженных от морского дна. Расстояние между кривой прямого поступления звукового импульса и его отражения от дна соответствует высоте прибора над дном. Некоторые мелкие изломы кривой P_2 на графике впадины Чейн вызваны остановками лебедки, а не ступенчатым характером изменения температуры.

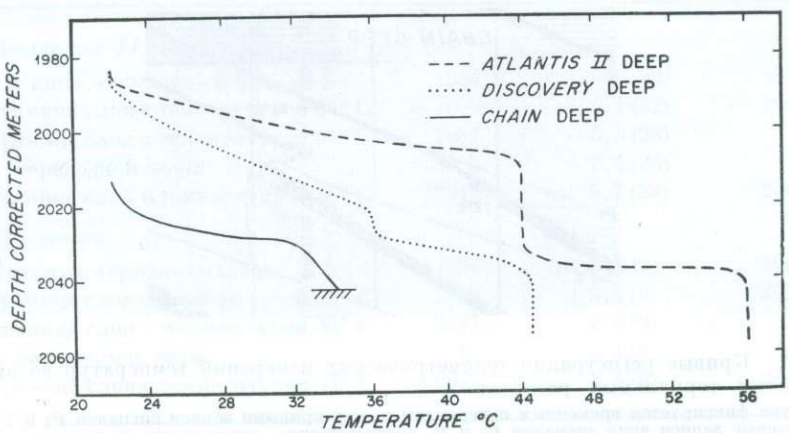
термически различных слоя минерализованных вод (фиг. 1). Верхний слой с температурой 36° С, отчетливо установленный в семи из девяти погружений прибора, имеет мощность лишь около 4 м. Этот слой не удалось опробовать по гидрографической методике. Устойчивые значения температур и глубин в определениях параметров верхнего слоя свидетельствуют, что он реально существует, а не отражает инструментальную ошибку. Переходная зона между слоями с температурой 36° С и подстилающим его слоем с температурой 44° С (44,7° С по измерениям опрокидывающимися термометрами) имеет еще меньшую мощность, чем такая же зона между двумя термическими слоями впадины Атлантис II.

Впадина Чейн. Эта впадина (фиг. 1) была открыта с применением термического телезонда экспедицией на судне «Чейн» [14]. Максимальная температура (34° С) установлена во впадине Чейн на глубине 2042 м. Эта точка не самая глубокая во впадине, так что здесь, возможно, будут установлены еще более горячие воды.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При переходе от термальных вод вверх к нормальной воде Красного моря во всех трех впадинах происходит постепенное понижение температуры. Во впадинах Атлантис II и Дискавери присутствуют по два термически различных слоя с температурами соответственно 44° и 56° С в первой и 36° и 44° С — во второй. Предполагают [6], что верхние термальные слои возникли в результате проявления процессов механического перемешивания вод под действием глубоководных волн и некоторого привноса тепла из более глубоких и более горячих слоев. Более глубокий слой впадины Дискавери с температурой 44° С, вероятно, возник в результате переливания сюда в прошлом термальных вод из впадины Атлантис II. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что в настоящее время скопления минерализованных вод двух впадин не связаны друг с другом (фиг. 2).

Многие исследователи [16, 5, 1, 12, 13, 4] полагают, что источник термальных вод находится во впадине Атлантис II. Повышение в ней температуры в настоящее время (на 0,5° С в слое с 56° С в течение 20 месяцев, [10]) свидетельствует, что в эту впадину продолжает поступать тепло. Привнос тепла, вероятно, осуществляется гидротермальными растворами и в результате термической конвекции сквозь осадки из глубинного источника, существует также мнение, что термическая конвекция осуществляется и в настоящее время, а излияния гидротермальных растворов происходили в прошлом [5].



Ф и г. 2. Общее распределение температуры по глубине в термальных водах трех впадин. По данным телетермического зондирования [14].

В табл. 2 приведены данные о площадях распространения и объемах различных термических слоев минерализованных вод. Исходя из этих величин и химического состава вод можно грубо подсчитать запасы рудных компонентов в изученных впадинах. Однако значительные вариации содержания металлов в рассолах делают такую оценку ненадежной.

Таблица 2

Площадь и объем различных термических слоев рассолов [1]

Термический слой	Площадь, км² (в середине мощности слоя)	Объем, км³
Впадина Атлантис II		
Слой между верхней границей горячих вод и слоем с температурой 44° С	59,9	1,49
Слой с температурой 44° С	49,3	1,63
Слой с температурой 56° С (до дна)		2,31
Впадина Дискавери		
Слой между верхней границей термальных вод и слоем с температурой 36° С	10,9	0,40
Слой с температурой 36° С	8,9	0,17
Слой с температурой 44° С (до дна)		0,74

[1] Площади и объемы подсчитаны исходя из допущения, что морское дно между приведенными в таблице уровнями имеет прямолинейный характер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bischoff J. L.*, Red Sea geothermal brine deposits, their mineralogy, chemistry, and genesis, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 368—401, 1969.
2. *Brewer P. G., Densmore C. D., Munns R., Stanley R. J.*, Hydrography of the Red Sea brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Res Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 138—147, 1969.
3. *Bruneau L., Jerlov N. G.*, Koczy, Rep. Swedish Deep-Sea Expedition, 3, 4. Appendix, Table 2, 1953.
4. *Cooper J. A., Richards J. R.*, Lead isotope measurements on sediments from Atlantis II and Discovery Deep areas, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 499—511, 1969.
5. *Erickson A. J., Simmons G.*, Thermal measurements in the Red Sea hot brine pools, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 114—121, 1969.
6. *Krause G., Ziegenbein J.*, Die Struktur des heissen salzreichen Tiefenwassers im zentralen Roten Meer. Meteor Forschungs-ergebnisse, Reihe A, 1, 53, 1966.
7. *Matthews D. J.*, Tables of the velocity of sound in pure water and sea water for use in echo-sounding and sound ranging, 2nd ed. London Hydrographic Dept., Admiralty, 52 p., 1939.
8. *Miller A. R.*, Highest salinity in the world ocean? Nature, **203**, 590, 1964.
9. *Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.*, Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea, Geochim. et Cosmochim. Acta, **30**, 341, 1966.
10. *Munns R. G., Stanley R. J., Densmore C. D.*, Hydrographic observations of the Red Sea brines, Nature, **214**, 1215, 1967.
11. *Neumann A. C., Densmore C. D.*, Oceanographic data from the Mediterranean Sea, Gulf of Aden and Indian Ocean, Woods Hole Ocean. Inst., Ref. 60—2, 1959.
12. *Pugh D. T.*, Origin of hot brines in the Red Sea, Nature, **214**, 1003, 1967.
13. *Pugh D. T.*, Temperature measurements in the bottom layers of the Red Sea brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 158—163, 1969.
14. *Ross D. A., Hunt J. M.*, Third brine pool in the Red Sea, Nature, **213**, 687, 1967.
15. *Swallow J. C., Crease J.*, Hot salty water at the bottom of the Red Sea, Nature, **205**, 165, 1965.
16. *Turner J. S.*, A physical interpretation of the observations of hot brine layers in the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 164—173, 1969.
17. *Vigoureux P., Hersey J. B.*, Sound in the sea, *in* The Sea, 1, M. N. Hill (ed.), Interscience Publishers, New York, 1962.

ЗАМЕЧАНИЯ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛОВ КРАСНОГО МОРЯ

П. Брюер, Д. Спенсер

Вудс-Холский океанографический институт, Вудс-Хол, Массачусетс

В статье рассматриваются данные химического анализа четырех проб воды, каждая из которых представительна для одного из известных скоплений термальных минерализованных вод. В связи с такой ограниченностью материала авторы лишены возможности обсуждать небольшие вариации содержаний отдельных ионов в каждом скоплении гидротерм или детально описать процессы, происходящие на их верхней и нижней границах. Имея это в виду, мы ограничиваемся рассмотрением лишь данных анализов без дальнейшего их обсуждения.

ОБЗОР ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение химического состава минерализованных вод впервые было предпринято Брюером и его сотрудниками [3]. Были рассмотрены изменения содержаний главных ионов с глубиной во впадине Дискавери, а также получены данные по содержанию микрокомпонентов в крупнообъемной пробе, отобранной близ дна впадины (см. табл. 4). Эти анализы показали, что по содержанию главных ионов термальные воды значительно отличаются от нормальной морской воды. Специфичность состава рассолов заключалась в обогащении их хлоридом натрия и высоком отношении кальция к хлору. Содержания магния, сульфат-иона и бромидов оказались пониженными по отношению к хлору, а некоторые микроэлементы, особенно марганец и в меньшей мере цинк, присутствовали в повышенном количестве.

В дальнейшем [10] были повторно опробованы участок, в котором впервые были обнаружены минерализованные воды, и расположенная поблизости впадина Атлантис II. При этом установлено, что минерализованные воды во впадинах Дискавери и Атлантис II заметно различаются по химическому составу. В пробах более высокотемпературных in situ растворов впадины Атлантис II вскоре выпадал буроватый осадок. Проба этой воды была проанализирована на содержание главных компонентов и некоторых микроэлементов (табл. 1). К сожалению, эти данные не внушают доверия. Крейг [6] отметил, что содержание хлора явно завышено, а Рили [12] показал, что анализ в целом можно расцени-

Таблица 1

Ионный состав (г/кг) рассолов с температурой 56° С во впадине Атлантис II

Элемент	Предыдущие данные [1]	Данные авторов
Cl	163,0	156,03
Br	0,07	0,128
SO_4^{2-}	1,0	0,840
Si	0,015	0,0276
Na	88,0	92,60
K	3,0	1,87
Ca	5,4	5,15
Mg	0,8	0,764
Sr		$4{,}8 \cdot 10^{-2}$
Fe	$6 \cdot 10^{-2}$	$8{,}1 \cdot 10^{-2}$
Mn	$7 \cdot 10^{-2}$	$8{,}2 \cdot 10^{-2}$
Zn	$2 \cdot 10^{-3}$	$5{,}4 \cdot 10^{-3}$
Cu	$8 \cdot 10^{-4}$	$2{,}6 \cdot 10^{-4}$
Co		$1{,}6 \cdot 10^{-4}$
Ni		
Pb		$6{,}3 \cdot 10^{-4}$

[1] Данные Миллера и др. [10].

вать как полуколичественный в связи с несоответствием сумм катионов и анионов. Несмотря на эти неопределенности, выяснилось все-таки, что по содержанию главных ионов воды двух впадин близки друг другу. Воды впадины Атлантис II, однако, оказались резко обедненными кислородом и обогащенными железом по сравнению с рассолами впадины Дискавери.

ОПРОБОВАНИЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Пробы воды из слоя с тем ературой 56° С во впадине Атлантис II и из впадины Дискавери были отобраны прибором Нискина, вес проб составлял 2 кг. Они хранились до анализа запечатанными в полиэтиленовых бутылях в течение 18 месяцев. Бутыли не распечатывались, и с пробами не производилось никаких манипуляций за все это время.

Пробы минерализованной воды из слоя с температурой 44° С из впадины Атлантис II хранились в бутылях из мягкого стекла емкостью 8 унций. Общий объем пробы составлял около 200 мл, и бутыли несколько раз открывались для взятия из них аликвотных проб для некоторых определений.

Единственная проба, отобранная во вновь обнаруженной впадине Чейн, также хранилась в бутыли из мягкого стекла. Из нее неоднократно отбирались аликвотные пробы. Так как она поступила в лабораторию наполненной лишь наполовину, окончательный полный анализ производился из пробы объемом 50 мл.

Определения катионов производились методами атомно-абсорбционной спектрофотометрии. При определениях главных элементов навески по весу разбавлялись дистиллированной водой, и эффект разбавления сводился к минимуму введением внутренних стандартов. Значительное разбавление и экстраполяция в принятой методике снижали точность определений, которая по данным работ, произведенных ранее по близкой методике, составляет ±2%. Лучшей воспроизводимости результатов можно добиться применением стандартных водных растворов, но точность в таком случае будет несколько понижена, если при этом строго не контролировать взаимодействие элементов в пламени. Таким образом, приводимые здесь цифры менее точны, чем результаты определений главных ионов в водах впадины Дискавери [3], но они более достоверны, чем результаты анализа воды из впадины Атлантис II, приведенные Миллером и др. [10].

Хлориды определяли титрованием (по весу) нитратом серебра с применением в качестве индикатора хромата калия. Бромиды определяли по методу Морриса и Рили [11]. Определение сульфат-иона производилось весовым методом с использованием сульфата бария по методике, описанной Бетером и Рили [1]. Точность в случае применения этого метода к необычным красноморским водам может подвергаться сомнению, но мы не имели возможности произвести калибровку этого метода в наших водах посредством введения сульфата. В пробах, которые хранились в стеклянной таре, кремнезем не определялся, а в пробах, хранившихся в полиэтиленовых бутылях, он определялся колориметрически [7] с калибровкой по способу введения стандартных добавок.

Марганец во всех пробах и железо в пробе из слоя воды с температурой 56° С присутствовали в количествах, доступных для прямого определения в разбавленном водном растворе. Другие металлы концентрировались с применением пирролидиндитиокарбоната аммония в качестве хелатообразующего агента и с экстракцией хелата метилизобутилкетоном [5] с последующим использованием метода стандартных добавок.

Была предпринята попытка определения в рассолах фтора с применением специфического электрода. Однако содержание фтора оказалось ниже пределов концентраций, в которых эта система эффективна ($<10^{-6}$ M).

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗОВ

Рассолы впадины Атлантис II с температурой 56° С. В пробах минерализованных вод выпал обильный красновато-бурый осадок, который перед проведением анализа, добавляя HCl, повторно растворяли. Для того чтобы введенный избыток HCl не вызвал выпадения в осадок каких-либо солей, проба разбавлялась также дистиллированной водой. Результаты анализа корректировались на введенные в пробы добавки. В табл. 1 сопоставлены результаты химического анализа пробы, произведенного нами, а также Миллером и соавторами [10], первичные данные которых (г/л) были пересчитаны на весовые с использованием указанной для пробы плотности 1,196. Результаты анализов в основном совпадают, но вместе с тем обнаруживаются и некоторые заметные различия. Так, по нашим данным, содержание хлора в воде из впадины Атлантис II меньше почти на 7 г/кг, а содержание брома и кремния выше примерно вдвое, содержание натрия выше, а калия почти на 40% ниже. Нами впервые для этого слоя минерализованных вод определено содержание стронция, которое оказалось близким к установленному Брюером и др. [3] в рассолах впадины Дискавери. Общая ионная концентрация рассола равна приблизительно 4,6 *М*.

Среди рудных компонентов, как и по данным предыдущей работы, главными оказались железо и марганец. Однако по данным нашего анализа содержание этих металлов, а также цинка значительно больше, чем указывали Миллер и др. С другой стороны, содержание меди в рассоле составляет лишь треть от приведенного этими авторами. Впервые были определены кобальт и свинец. Миллер и др. отмечали признаки присутствия H_2S, однако наши определения не подтверждают этого предположения, и какие-либо признаки сульфидов в наших пробах отсутствуют.

Рассолы из слоя с температурой 44° С во впадине Атлантис II. В этом слое в отличие от слоя с температурой 56° С микроэлементы присутствуют в относительно пониженных количествах (табл. 2). Вероятно, более 99% железа при переходе от нижнего слоя к верхнему утрачивается вследствие окисления и выпадения в осадок. Видимо, именно

Таблица 2

Ионный состав воды из слоя с температурой 44° С во впадине Атлантис II

Элемент	Содержание, г/кг
Cl	80,04
Br	0,101
SO_4^{2-}	2,26
Si	
Na	46,90
K	1,07
Ca	2,47
Sr	$2{,}7 \cdot 10^{-2}$
Fe	$2{,}00 \cdot 10^{-4}$
Mn	$8{,}2 \cdot 10^{-2}$
Zn	$1{,}52 \cdot 10^{-4}$
Cu	$1{,}72 \cdot 10^{-5}$
Co	$8{,}0 \cdot 10^{-7}$
Ni	$1{,}2 \cdot 10^{-6}$
Pb	$8{,}8 \cdot 10^{-6}$

с этим явлением следует связывать повышенное количество взвешенных частиц, отмеченное для слоя с 44° С [9, 14]. На поверхности раздела двух термических слоев, вероятно, также утрачивается значительная часть цинка, меди, кобальта и свинца.

Поведение марганца резко отличается от поведения других металлов. Данные наших анализов свидетельствуют, что содержания марганца по обе стороны от поверхности раздела двух термических слоев совершенно одинаковы, несмотря на уменьшение в верхнем слое общей солености примерно вдвое. Это может говорить или об ином источнике марганца в рассолах, или, как предполагает Бишофф [2], о том, что растворенный марганец находится в равновесии с некоторой твердой фазой. Для выяснения этого вопроса необходимы дальнейшие исследования.

Можно предполагать, что слой с температурой 44° С возник в резуль-

тате смешения рассолов с температурой 56° С и придонных вод Красного моря. До некоторой степени это предположение подтверждается содержанием главных ионов. табл. 3 сопоставлены фактический состав слоя с температурой 44° С и гипотетический состав воды, который мог бы возникнуть в результате

Таблица 3

Содержания (г/кг) главных ионов в гипотетических смешанных водах и в рассоле с температурой 44° С впадины Атлантис II

Элемент	Гипотетические воды	Слой с $t = 44°$ С	Различие, %
Na	47,8	46,9	—1,9
Ca	2,45	2,47	+0,8
K	1,13	1,07	—5,3
Mg	1,21	1,19	—0,7
Sr	0,025	0,027	+9,0
SO_4^{2-}	2,04	2,26	+10

смешения рассолов с температурой 56° С и нормальной морской воды в пропорции, отвечающей содержанию хлора в рассматриваемом слое. Можно видеть, что сравниваемые цифры отличаются друг от друга на ±5%. Однако аномальные содержания сульфат-иона не позволяют принять гипотезу о простом смешении.

Рассолы впадины Дискавери. Результаты химического анализа пробы минерализованной воды из впадины Дискавери (табл. 4) находятся в хорошем соответствии с ранними данными Брюера и др. [3], лишь расхождения в содержаниях кальция и сульфат-иона превышают аналитическую ошибку. По содержаниям главных ионов воды впадины Дискавери и слоя с температурой 56° С во впадине Атлантис II очень близки, но количества микроэлементов в них заметно различаются. В наибольшем количестве из них присутствует марганец, хотя его содержание здесь заметно меньше, чем в рассолах с температурой 56° С. За исключением кобальта, содержания микроэлементов в рассолах впадины Дискавери на порядок меньше, чем во впадине Атлантис II.

Осадок из рассола с температурой 56° С. Из четырех бутылей, хранившихся шесть месяцев, был отобран и изучен осадок, выпадающий

Таблица 4

Ионный состав (г/кг) рассола впадины Дискавери

Элемент	Предшествующие данные [1]	Данные авторов
Cl	155,2	155,3
Br	0,123	0,119
SO_4^{2-}	0,749	0,695
Si	0,0055	0,0035
Na	92,77	93,05
K	2,15	2,14
Ca	4,70	5,12
Mg	0,810	0,810
Sr	0,046	0,046
Fe	$2{,}2 \cdot 10^{-4}$	$2{,}7 \cdot 10^{-4}$
Mn	0,0540	0,0546
Zn	$1{,}0 \cdot 10^{-3}$	$7{,}7 \cdot 10^{-4}$
Cu	$1{,}4 \cdot 10^{-5}$	$7{,}5 \cdot 10^{-5}$
Co		$1{,}29 \cdot 10^{-4}$
Ni		$3{,}42 \cdot 10^{-4}$
Pb		$1{,}65 \cdot 10^{-4}$

[1] Данные Брюера и др. [3].

из рассола с температурой 56° С. Этот осадок был отфильтрован на фильтре с размером пор 0,45 мкм и промыт небольшим количеством дистиллированной воды. Затем осадок растворялся в соляной кислоте и полученный раствор анализировался методом абсорбционной спектрофотометрии. Результаты этого анализа приведены в табл. 5 в виде отношений компонентов к железу, которое составляет подавляющую часть осадка. Из этой таблицы видно, что свинец составляет большую, чем марганец, часть осадка. Если эти соотношения можно расценить как соответствующие естественным процессам, проявляющимся в рассолах *in situ*, то следует полагать, что свинец предпочтительнее удаляется в осадок из рассолов по сравнению с марганцем. Это противоречит наблюдениям предыдущих исследователей [9], утверждавших, что марганец образует важную составную часть природного осадка.

Таблица 5

Отношения содержаний некоторых микроэлементов к содержанию железа в осадке из пробы рассола с температурой 56° С во впадине Атлантис II на разных глубинах

Элементы	Отношение к Fe·10⁻⁴			
	2121 м	2057 м	2054 м	2065 м
Cu	3,73	2,3	2,55	5,08
Ni	1,20	0,9	2,43	6,24
Co	0,6	0,7	3,24	0,9
Mn	0,9	1,5	1,97	7,7
Pb	11,9	20,4	18,2	29,1

Рассолы впадины Чейн. Обнаружение впадины Чейн было важным вкладом в дело изучения термальных вод Красного моря, сделанным экспедицией на корабле «Чейн» в 1966 г. Эта третья депрессия с минерализованными водами располагается в пределах седловины между впадинами Атлантис II и Дискавери и максимальная глубина ее 2066 м [13]. Наибольшая температура в 34° С в этой впадине установлена на глубине 2042 м, а максимальная соленость 74,2‰ (методом измерения электропроводности) определена в пробе с глубины 2024 м. Содержания ионов в водах впадины значительно выше, чем в нормальной морской воде.

В связи с вытянутой формой и крутыми склонами впадины Чейн попытки отбора представительных проб из ее наиболее горячих и наиболее минерализованных рассолов оказались безуспешными. Единственная проба, пригодная для химического анализа, была отобрана на станции 729 с глубины 2024 м, где температура воды на месте составляла 29,07° С, а соленость (по электропроводности) 74,2‰.

Несмотря на значительно меньшую соленость, воды впадины Чейн во многом близки по химическому составу к рассолам впадины Атлантис II и Дискавери. В табл. 6 приведены содержания главных ионов в пробе из впадины Чейн, а также их отношения к содержанию хлора в рассоле и в нормальной морской воде. Можно видеть, что проба обогащена натрием и кальцием и обеднена магнием и сульфат-ионом по сравнению с нормальной морской водой. Таким образом, в этом случае проявляется та же тенденция

Таблица 6

Химический состав рассола из впадины Чейн

Элемент	Содержание, г/кг	Отношение к содержанию хлора	Отношение к содержанию хлора в нормальной морской воде
Cl	41,9		
Br	0,0842	$2{,}01 \cdot 10^{-3}$	$3{,}48 \cdot 10^{-3}$
SO_4^{2-}	2,81	0,067	0,1400
Na	24,0	0,574	0,5556
K	0,782	0,0187	0,0205
Ca	1,18	0,0282	0,0213
Mg	1,42	0,0339	0,0668
Sr	0,0125	$0{,}298 \cdot 10^{-3}$	$0{,}41 \cdot 10^{-3}$
Mn	0,005		

вариаций состава вод, как и в других впадинах, но выраженная гораздо слабее. Так, хотя содержание марганца здесь в десять раз меньше, чем в рассолах впадин Атлантис II и Дискавери, оно тем не менее в тысячу раз больше, чем в нормальной морской воде.

Поскольку единственная отобранная во впадине Чейн проба не представительна для наиболее глубокой части, можно полагать, что на глубине содержания ионов больше и вода по составу ближе к рассолам двух других впадин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bather J. M., Riley J. P.*, Chemistry of the Irish Sea, Part I, sulphate-chlorinity ratio, J. Cons. Int. Explor. Mer., **20**, 145, 1954.
2. *Bischoff J.*, Red geothermal brine deposits, their mineralogy, chemistry, and genesis, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 368—401, 1969.
3. *Brewer P. G., Riley J. P., Culkin F.*, The chemical composition of the hot salty water from the bottom of the Red Sea, Deep-Sea Res., 12, 497, 1965.

4. *Brewer P. G.*, Investigation of a Red Sea deep brine and certain micro-nutrients of sea water, Ph. D. thesis, Univ. of Liverpool, 142 p., 1967.
5. *Brewer P. G., Spencer D. W.*, Determination of trace metals in sea water using atomic absorption spectrometry, 1968.
6. *Craig H.*, Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines, Science, **134**, 1544, 1966.
7. *Grasshoff K.*, On the determination of silica in sea water, Deep-Sea Res., **11**, 597, 1964.
8. *Greenhalgh R., Riley J. P.*, Determination of fluoride in natural waters with particular reference to sea water, Analytica chim. Acta, **25**, 179, 1961.
9. *Krause G., Ziegenbein J.*, Die Struktur des heissen salzeichen Tiefenwassers im zentralen Roten Meer, Meteor Forschungsergebnisse, A, № 1, 53, 1966.
10. *Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. G., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.*, Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea, Geochim. et Cosmochim. Acta, **30**, 341, 1966.
11. *Morris A. W., Riley J. P.*, The bromide/chlorinity and sulphate/chlorinity ratio in sea water, Deep-Sea Res., **13**, 699, 1966.
12. *Riley J. P.*, The hot saline waters of the Red Sea bottom and their related sediments, Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., **5**, 141, 1967.
13. *Ross D. A., Hunt J. M.*, Third brine pool in the Red Sea, Nature, **213**, 687, 1967.
14. *Ryan W. B. F., Thorndike E. M., Ewing M., Ross D. A.*, Suspended matter in the Red Sea brines and its detection by light scattering, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 153—157, 1969.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ ТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛОВ И ИЛОВЫХ ВОД КРАСНОГО МОРЯ

Р. Брукс

Отделение химии, университет Мессей, Палмерстон-Норт, Новая Зеландия

И. Каплан

Отделение геологии и Институт геофизики и планетарной физики, Калифорнийский университет, Лос-Анджелес, Калифорния

М. Питерсон

Скриппсовский океанографический институт, Ла-Холья, Калифорния

ВВЕДЕНИЕ

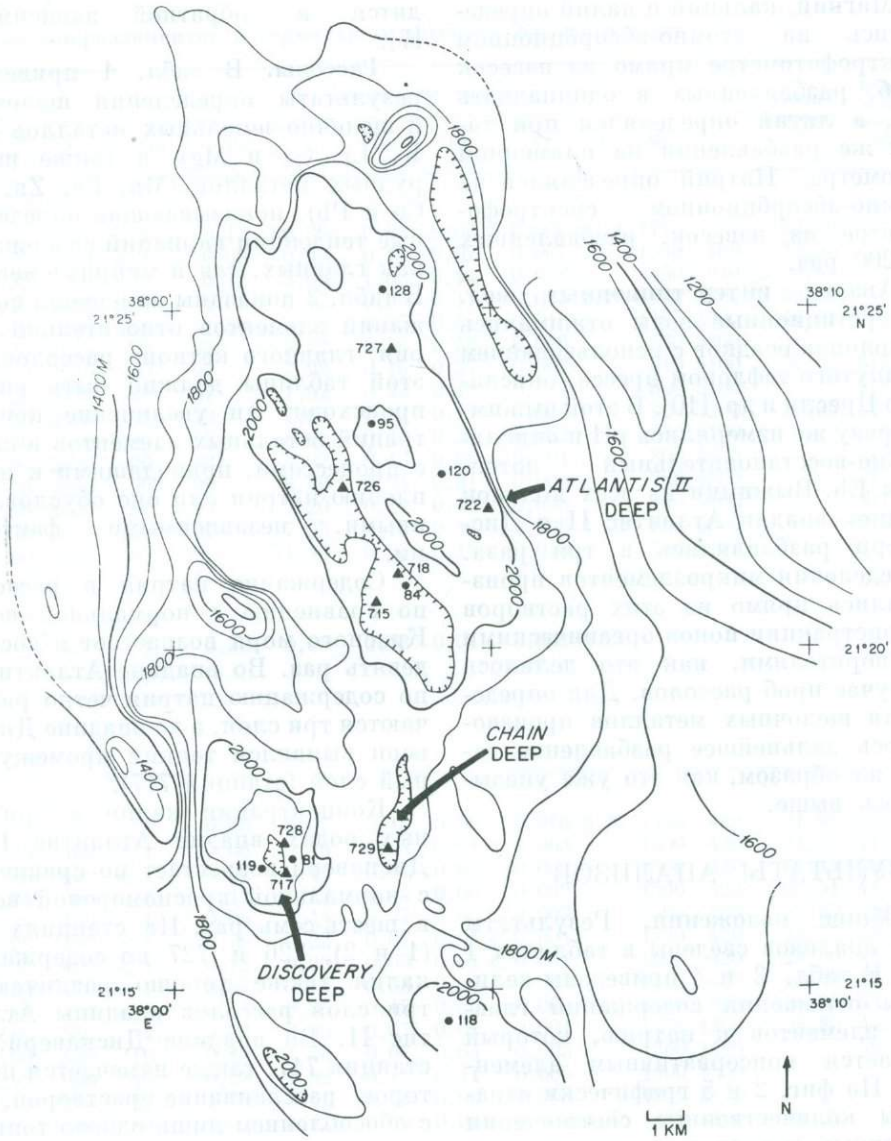
Подробные сведения о химическом составе минерализованных термальных вод Красного моря приводятся в работах Миллера и др. [8] и Райли [12]. Эти авторы показали, что общая соленость минерализованных вод во впадине Дискавери остается в целом постоянной, хотя и были отмечены небольшие вариации состава рассолов, обусловленные некоторой их расслоенностью. Возможны также некоторые изменения состава вод в зависимости от времени опробования. Во впадине Атлантис II были выявлены два слоя термальных вод разного состава, выше которых распространена нормальная вода Красного моря.

В настоящей статье рассматривается содержание микроэлементов (Zn, Cu, Pb, Cd, Co, Ni, Li и Sr), а также Fe, Mn, Na, K, Ca и Mg в рассолах и отжатых из осадков на дне впадин иловых (интерстиционных) водах. Можно надеяться, что приводимые здесь данные будут способствовать выяснению генезиса термальных минерализованных вод и необычного состава осадков во впадинах Красного моря.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Опробование. Гидрографические пробы отбирались пробоотборником Нискина и хранились до анализа в полиэтиленовых бутылях при 4° С в течение шести месяцев. На фиг. 1 показано расположение гидрографических станций 715, 718, 722 (1), 722 (2), 726, 727 (впадина Атлантис II); 717, 718 (1), 728 (3) (впадина Дискавери) и 729 (впадина Чейн). На этой же фигуре указаны места взятия восьми колонок осадков, из которых были отжаты и проанализированы интерстиционные воды: 84K, 120K, 128G, 128P (впадина Атлантис II); 81G, 119K (впадина Дискавери), 95K (возвышенность внутри впадины Атлантис II), 118K (южнее впадин с рассолами). Колонки осадков 84K, 120K и 118K хранились при температуре —20° С, колонка 95K — при 2—4° С, тогда как колонки 119K, 81G, 85K, 128G и 128P от момента взятия до февраля 1967 г. находились в условиях окружающей температуры, а затем вплоть до производства анализа (июнь 1967 г.) — при 4° С.

Анализ гидрографических проб воды. Определения температуры и солености воды производились на борту «Чейна» по методике, описанной Маннсом и др. [9]. При хранении рассолов было замечено, что из проб, отобранных в относительно глубоких частях впадины Атлантис II, на стенки бутылей выпадал осадок гидроокиси железа. В связи с этим во все пробы из впадины Атлантис II при анализе прежде всего добавлялся 6 н. раствор HCl в количестве 1/10 их объема, а затем они слабо подогревались. После этого все пробы разбавлялись дистиллированной водой



Ф и г. 1. Расположение гидрографических станций и точек взятия колонок осадков в районе впадин с термальными водами.

Кружки — колонковое опробование; треугольники — гидрографические станции. Батиметрия по Россу и др. [13].

с увеличением их объема в три раза по сравнению с первоначальным. Определение Zn, Cu, Fe, Co и Pb выполнялось в отобранных из пробы навесках объемом 100 мл с разбавлением их до 350 мл, тогда как навески, отбиравшиеся для определения других элементов, не разбавлялись. В навесках создавалась pH, равная 3,5. Это достигалось введением чистого 10 н. раствора аммиака в обработанные соляной кислотой пробы, а в остальные добавлялась 6 н. HCl. Затем в каждую пробу добавлялись пирролидиндитиокарбонат аммония и метилизобутилкетон. Металлы входили в состав органического растворителя, который анализировался на атомно-абсорбционном спектрофотометре марки Перкин-Элмер 303. Методика определений на этом приборе детально описана Бруксом и др. [3].

Магний, кальций и калий определялись на атомно-абсорбционном спектрофотометре прямо из навесок проб, разбавленных в одиннадцать раз, а литий определялся при таком же разбавлении на пламенном фотометре. Натрий определялся на атомно-абсорбционном спектрофотометре из навесок, разбавленных в 1200 раз.

Анализ интерстиционных вод. Интерстиционные воды отжимались из колонок осадков с использованием обтянутого тефлоном пресса, описанного Пресли и др. [10]. В этой выжимке сразу же измерялись pH и окислительно-восстановительный потенциал Eh. Выжимки из всех колонок осадков впадин Атлантис II и Дискавери разбавлялись в три раза. Определения микроэлементов производились прямо из этих растворов без экстракции ионов органическими растворителями, как это делалось в случае проб рассолов. Для определения щелочных металлов производилось дальнейшее разбавление таким же образом, как это уже указывалось выше.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗОВ

Общие положения. Результаты всех анализов сведены в таблицах 1 и 3. В табл. 2 и 4 приведены величины отношения содержаний главных элементов к натрию, который считается консервативным элементом. На фиг. 2 и 5 графически отражены количественные соотношения щелочных металлов и натрия, а на фиг. 7 показана взаимозависимость содержаний Fe и Mn во впадине Атлантис II.

Определения сульфат-иона производились отдельно лишь в пробах нескольких гидрографических станций и интерстиционных водах из осадков. Содержание этого компонента в гидрографических пробах варьировало от ~3,0 г/л в приповерхностных слоях рассолов до 1,2—1,9 г/л в промежуточном слое впадины Атлантис II и до 0,6 г/л в придонных водах. В общем содержания сульфат-иона и натрия находятся в обратной зависимости [7].

Рассолы. В табл. 1 приведены результаты определения щелочных и щелочно-земельных металлов (Na, K, Li, Ca и Mg), а также шести рудных металлов (Mn, Fe, Zn, Cu, Co и Pb), показывающие определенные тенденции вариаций содержаний как главных, так и микроэлементов. В табл. 2 показаны изменения содержаний элементов относительно натрия, главного катиона рассолов. Из этой таблицы должно быть видно, происходит ли увеличение концентраций остальных элементов в связи с процессами, приводящими к накоплению натрия или оно обусловлено иными, независимыми факторами.

Содержание натрия в рассолах по сравнению с нормальной водой Красного моря возрастает в восемь-девять раз. Во впадине Атлантис II по содержанию натрия четко различаются три слоя, а во впадине Дискавери выявился тонкий промежуточный слой (станция 717).

Концентрация калия в придонных водах впадин Атлантис II и Дискавери возрастает по сравнению с нормальной красноморской водой в шесть-семь раз. На станциях 722 (1 и 2), 726 и 727 по содержанию калия также хорошо различаются три слоя рассолов впадины Атлантис II. Во впадине Дискавери, на станции 717, также намечается некоторое расслаивание растворов, но с обособлением лишь одного тонкого верхнего слоя.

Как это можно видеть на фиг. 2, между содержаниями калия и натрия обнаруживается некоторая общая прямая зависимость, однако содержание первого увеличивается в меньшей мере. На фиг. 2, 4, 5 пунктирной линией, исходящей из начала координат и проходящей через фигуративную точку состава нормальной морской воды, показано геометрическое место точек, отвечающих прямому линейному изменению количественных соотношений ионов при концентрировании или разбавлении нормальной морской воды. На фиг. 2

Таблица 1

Содержание микроэлементов в термальных рассолах Красного моря

Гидрографические пробы	Na, вес.%	Содержание, млн⁻¹									Температура, °С	Общая соленость, ‰	Глубина м
		K	Mn	Fe	Zn	Cu	Pb	Co	Li	Mg	Ca			
Атлантис-715														
10	1,66	470	< 1	0,12	0,96	0,58	0,06	0,006	0,21	1770		22,69		1978
11	1,36	470	< 1	0,08	0,90	0,16	0,02	0,007		1530	460	23,56		1993
12	2,30	700	19	0,12	3,60	1,03	0,14	0,008		1450	910	> 30,8		2008
13	5,18	1270	84	1,05	6,12	0,95	0,17	0,015	1,78	1180	2200	> 30,8		2023
14	5,12	1270	81	1,50	4,68	0,35	0,31	0,013		1180	2300	44,61		2038
15	11,20	2620	90	92	8,82	0,56	0,56	0,006		830	5200			2053
16	11,20	2560	90	97	7,92	0,16	0,37	0,009		810	5100	56,52	315,92	2068
17	11,20	2620	93	97	7,92	0,23	0,12	0,017		800	5200		318,78	2083
18	11,20	2680	93	93	7,65	0,32	0,17	0,005		800	5200	56,55	320,38	2098
19	11,20	2640	90	95	8,82	0,16	0,22	0,002		810	5100		318,78	2113
20	10,90	2620	90	93	7,92	0,13	0,08	< 0,001		800	4700		319,55	2128
21	10,90	2680	90	95	6,66	0,04	0,31	0,008		780	4800		318,78	2143
22	10,90	2680	90	93	7,20	0,31	0,16	0,008		790	5100		317,79	2158
23	11,80	2960	100	107	7,65	0,15	0,15	0,008	4,72	860	5500		319,11	2173
24 (колонка)	10,80	2560	87	97	71,40	0,03	0,15	0,014		780	5100			
50 м ниже поверхности		420	1	0,30	0,05	0,02	0,01	0,001	0,21					
Атлантис-718														
14	1,31	400	< 1	0,06	0,07	0,15	0,03	0,016	0,22	1550	420	21,98	40,610	1860
13	1,25	400	< 1	0,06	0,16	0,04	0,01	0,003		1500	420	22,37	41,000	1960
12	1,25	400	< 1	0,07	0,16	0,05	0,01	0,002		1530	420	22,44	41,090	1965
11	1,24	400	< 1	0,12	0,17	0,04	0,00	0,002		1500	420	22,51	41,190	1970
10	1,24	400	< 1	0,08	0,44	0,07	0,00	0,003		1500	420	22,60	41,280	1975
9	1,28	400	< 1	0,36	0,22	0,07	0,01	< 0,001		1530	420	22,77	41,460	1979
8	1,32	400	< 1	0,12	0,20	0,03	0,01	< 0,001		1500	420	23,00	41,720	1984
7	1,30	470	< 1	0,07	0,13	0,08	0,01	0,003		1510	420	23,49	42,310	1989
6	1,40	470	< 1	0,17	0,25	0,15	0,06	0,002		1510	800	24,65	44,080	1994
5	1,66	550	4,5	0,07	0,39	0,07	0,01	< 0,001		1470	1300	28,80	44,440	1999
4	2,00	640	15	0,13	1,26	0,07	0,04	0,005		1360	1400		56,870	2004
3	3,48	990	45	0,58	1,92	0,11	0,11	0,005		1300	1500			2009
2	5,16	1270	82,5	1,20	3,12	0,26	0,00	0,008		1210	2100			2014
1	4,94	1270	80	1,02	3,12	0,50	0,08	0,009	1,78	1160	2100	44,32		2019
Атлантис-726														
9	1,31	400	< 1	0,04	0,15	0,02		0,001	0,26	1520	430	22,98	41,680	1990
10	1,49	500	< 1	0,08	0,87	0,05		0,001		1490	530	25,99	39,208	1990
11	2,14	600	14	0,02	1,70	0,11		0,004		1440	730	33,48	61,920	2010
12	5,08	1150	77	2,78	11,03	0,61		0,008		1180	2300		149,88	2020
13	5,08	1120	78	2,47	8,06	0,28		0,012		1180	2300		150,90	2025
14	5,07	1150	78	2,83	4,98	0,20		0,014	1,84	1180	2300		151,26	2030
15	5,03	1120	78	2,47	3,46	0,53		0,013		1180	2300		150,18	2035
16	5,07	1150	78	2,94	4,41	0,26		0,013		1210	2200		150,36	2040
17	5,07	1150	80	3,73	3,15	0,10		0,014		1190	2300		150,72	2045
18	11,10	2590	87	87	9,14	0,45		0,002		800	5100	56,43	317,13	2050
19	11,10	2590	87	88	8,38	0,27		0,003		800	5100		316,69	2055
20	11,10	2500	87	88	9,53	0,39		0,008		800	5200		319,44	2060
21	10,30	2620	84	85	7,82	0,25		0,004		710	5100		317,12	2065
22	10,90	2620	83	83	10,40	0,32		0,004		780	5100		316,47	2075
23	11,20	2620	84	90	9,95	0,29		0,006	4,70	820	5100		318,78	2085

Гидрографические пробы	Na, вес.%	Содержание, млн-1										Температура, °С	Общая соленость, ‰	Глубина, м
		K	Mn	Fe	Zn	Cu	Pb	Co	Li	Mg	Ca			
Атлантис-727														
9	1,28	450	<1	0,04	0,07	0,01	0,01	<0,001	0,23	1510	430	22,74	41,40	1980
10	1,31	400	<1	0,01	0,06	0,02	0,01	<0,001		1480	430	23,02	41,72	1990
11	1,56	470	2,1	0,04	0,41	0,02	0,01	<0,001		1490	590	26,43	47,99	2000
12	2,30	610	18	0,02	2,02	0,06	0,01	<0,001		1430	940		66,72	2010
13	5,06	2200	78	0,48	3,02	0,12	0,01	0,010		1180	2300		150,42	2015
14	5,00	1200	78	0,76	2,33	0,11	0,05	0,011		1160	2300		130,36	2020
15	5,01	1200	78	0,75	1,95	0,13	0,06	0,010		1180	2400		149,16	2025
16	5,04	1230	77	0,85	2,02	0,07	0,07	0,013	1,56	1180	2300		150,06	2030
17	5,00	1230	78	0,75	1,89	0,04	0,01	0,012		1210	2400		150,12	2035
18	4,98	1270	80	1,18	2,83	0,23	0,05	0,013		1150	2300	44,26	150,54	2040
19	5,13	1270	82	0,98	2,02	0,06	0,08	0,013		1210	2400		146,96	2045
20	10,10	2620	87	88	5,10	0,07	0,14	<0,001		700	5200		318,56	2050
21	8,48	2700	87	87	4,91	0,22	0,13	<0,001		650	5000		317,79	2055
22	11,90	2700	90	97	5,90	0,15	0,20	0,007		880	5100		318,56	2065
23	11,20	2620	86	90	5,54	0,11	0,29	0,003	4,16	800	5000	56,49	318,56	2075
Атлантис-722 № 1														
9	1,55	500	3	0,44	0,82	0,20	0,03		0,37		660	27,93	48,00	2001
10	1,92	580	11							1500	780		55,62	2006
11	2,58	700	23	0,75	4,66	0,34	0,09			1470	1100		72,30	2011
12	5,02	1270	80							1160	2400		150,36	2016
13	5,02	1270	80	0,84	3,21	0,56	0,23			1160	2300		151,02	2020
14	4,94	1250	80							1160	2300		150,96	2025
15	4,94	1250	80	0,800	2,33	0,38	0,24		1,56	1140	2300			2030
16	4,94	1250	78							1140	2300		150,72	2035
20	5,03	1250	80	1,54	2,33	0,30	0,06			1160	2300	44,10	151,26	2040
17B	5,03	1300	80							1160	2400		153,00	2045
17A	11,10	2620	83	87	4,66	0,32	0,26			790	5100		318,45	2055
1	10,90	2560	87	90	4,78	0,39	0,19			790	5200		320,87	2060
22	10,90	2560	84	87	7,06	0,52	0,39			760	5100		319,00	2065
NIS 1	10,80	2540	86	90	5,04	0,03	0,12			770	5100			2070
23	11,00	2640	84	90	6,55	0,42	0,72			770	5100		319,77	2075
NIS 2	11,00	2680	84	93	4,80	0,03	0,12		4,14	800	5200			2081
Атлантис-722 № 2														
10	1,38	470	<1	0,06	0,19	0,20	0,03	<0,001	0,24	1550	470	22,44	41,10	1970
5	1,32	470	<1							1550	480	22,62	41,34	1975
12	1,32	470	<1	0,04	0,25	0,20	0,01	<0,001		1530	480	11,76	41,45	1980
13	1,33	500	<1							1540	500	22,94	41,66	1984
14	1,40	500	<1	0,10	0,19	0,12	0,04	<0,001		1510	510	23,64	42,51	1989
15	1,48	530	<1							1500	540	25,22	45,21	1994
16	1,75	600	4,5	0,05	0,69	0,11	0,06	0,019		1540	660	28,62	50,76	1999
20	2,13	680	15							1430	860		61,98	2004
18	3,62	990	50	0,49	1,83	0,24	0,23	0,050		1290	1600		107,04	2009
19	5,03	1350	78							1150	2200		150,36	2014
17	5,06	1350	78	0,91	2,14	0,15	0,04	0,060		1150	2200		151,02	2019
21	4,90	1320	78							1120	2300		150,90	2024
22	4,80	1270	77	1,00	3,78	0,20	0,10	0,074	1,53	1110	2200		150,98	2029
23	4,91	1270	78							1110	2300	44,20	150,84	2034
NIS 3	8,80	2140	81	62,7	2,28	0,05	0,05	0,030		900	4000			2044
NIS 5	9,40	2540	81	92,4	4,28	0,03	0,06		4,24	870	4600			2074
Чейн-729														
20	1,28	400	<1	0,002	0,04	0,02	<0,001	<0,001	0,21	1510	420	22,06	40,880	1930—1932
21	1,34	400	<1	0,002	0,12	0,05	0,01	<0,001		1530	500	23,80	42,920	1999—2002
22	1,75	530	2,4	0,002	0,63	0,06	0,02	<0,001		1420	680	25,98	57,900	2019—2022
23	2,44	700	6,6	0,002	0,66	0,01	0,02	<0,001	0,66	1470	910	29,07	66,380	2024—2021

Гидрографические пробы	Na, вес.%	Содержание, млн⁻¹ K	Mn	Fe	Zn	Cu	Pb	Co	Li	Mg	Ca	Температура, °C	Общая солёность, ‰	Глубина, м
Дискавери-717														
1	1,33	400	<1						0,26	1530	480	22,99	42,48	1985
2	1,38	450	<1	0,07	0,26	0,06	0,02	<0,001		1530	480	23,22	43,07	1990
3	1,38	450	<1							1480	490	23,90	41,28	1995
4	1,50	470	<1	0,03	0,42	0,08	0,01	<0,001		1530	530		42,60	1999
5	1,50	470	<1							1500	530	24,80	44,10	2004
6	1,58	470	<1	0,03	0,31	0,06	0,02	<0,001		1410	550	26,11	52,52	2009
7	1,92	600	3							1460	710	27,51	60,04	2014
8	2,42	700	6	0,05	0,42	0,07	0,14	<0,001		1440	740	29,72	72,78	2019
9	3,16	870	15							1390	760		94,32	2024
10	4,68	1160	27	0,08	0,76	0,15	0,12	<0,001	1,66	1260	1900		140,25	2029
11	4,91	1420	29							1240	2000		149,1	2034
12	5,26	1370	33	0,09	0,51	0,33	0,13	<0,001		1180	2200		160,15	2039
13	10,20	2560	62							1010	4400	41,90	280,20	2044
14	12,00	3000	66	0,06	1,07	0,17	0,21	<0,001		970	5200		316,73	2151
15	10,90	2880	62							860	4700		316,84	2153
16	11,90	3050	66	0,05	1,83	0,34	0,18	<0,001		970	5200		317,16	2158
17	10,90	2750	62						4,04	875	4700		317,38	2160
Дискавери-728-1														
13[1]	3,86	970	18	<0,06	<1,95	<0,31	<0,11	<0,001	1,20	1460	2100		138,60	2038
9	4,88	1150	30						1,60	1230	3800		273,79	2048
10	9,98	2230	51	0,04	1,04	0,22	0,07	<0,001		1040	4900		316,80	2058
11	11,20	2620	56							900	5100		317,13	2068
12	11,00	2560	56	>0,06	>1,95	>0,31	>0,11	<0,001		900			317,02	2071
14	11,20	2700	60	0,06	0,70	0,23	0,10	<0,001		890	5000		317,57	2074
15	11,00	2500	56							870	4800		315,81	2077
16	11,00	2540	56	0,07	0,82	0,18	0,18	<0,001		880	4900		316,80	2080
17	11,00	2640	56							880	5100		316,47	2083
18	11,00	2620	54	0,15	0,76	0,22	0,10	<0,001		880	5000		318,12	2086
19	11,20	2620	54							910	5000	44,75	316,31	2089
20	11,20	2560	54	0,06	0,91	0,25	0,09	<0,001		900	5000		317,13	2091
21	11,20	2560	54							890	4900		316,91	2094
22[1]	11,50	2560	53	0,04	2,77	0,16	0,22	<0,001		925	4900	44,74	316	2098
23	11,00	2560	56						4,02	880	4700		317	
Дискавери-728-3														
9	1,26	400	<1	0,07	0,45	0,08	0,02	<0,001	0,22	1510	450	22,05	40,73	1930
13	2,54	710	7,5						0,76	1400	1100	30,80	79,92	2030
22	11,10	2560	56	0,16	1,42	0,05	0,08	<0,001		885	4900	44,72	316,36	2099
NIS 1	11,00	2560	57							890	4900			2149
NIS 2	11,30	2560	57	0,10	0,50	0,001	0,005	<0,001		885	4800			2159
NIS 3	10,90	2560	56							865	4800			2179
NIS 4	10,80	2560	57											
Колонка		2230	62	0,42	0,40	0,002	<0,001	<0,001	4,06	880	4700			2199

[1] В пробах 13 и 22 содержание Ni 0,003 и 0,002 и Cd 0,005 и 0,000 соответственно.

Таблица 2

Химический состав рассолов по гидрографическим пробам

Проба	Na, вес.%	Глубина, м	Отношение содержания элементов (млн⁻¹) к Na (вес.%)					
			K	Mn	Fe	Mg	Ca	Li
717								
2	1,38	1990	326	0,72	0,05	1108	347	0,33
4	1,50	1999	314	0,66	0,02	1019	353	
6	1,58	2009	298	0,53	0,02	892	348	
8	2,42	2019	290	2,47	0,02	595	305	
10	4,68	2029	246	5,76	0,01	269	405	0,61
12	5,26	2039	260	6,27	0,01	224	418	
14	12,00	2151	249	5,49	<0,01	80	433	
16	11,90	2158	256	5,54	<0,01	81	436	0,54
728-1								
13	3,86	2038	251	4,66	<0,01	352	544	0,31
10	9,98	2058	223	5,11	<0,01	104	490	
12	11,00	2071	232	5,09	<0,00	81		
14	11,20	2074	241	5,35	<0,01	79	446	
16	11,00	2080	230	5,09	<0,01	79	445	
18	11,00	2086	238	4,90	0,01	79	454	
20	11,20	2091	228	4,82	<0,01	80	446	
22	11,50	2098	222	4,60	<0,01	80	426	0,60
728-3								
9	1,26	1930	316	0,79	0,05	1198	357	0,30
22	11,10	2099	230	5,04	0,01	79	441	0,51
NIS 2	11,30	2159	226	5,04	<0,01	78	424	
NIS 4	10,80	2199	237	5,27	0,03	81	435	0,64
715								
10	1,66	1978	284	0,60	0,07	1066	259	0,22
11	1,36	1993	347	0,73	0,05	1124	338	
12	2,30	2008	305	8,26	0,05	630	395	
13	5,18	2023	245	16,21	0,20	227	424	0,59
14	5,12	2038	248	15,82	0,29	230	449	
15	11,20	2053	231	7,96	8,14	73	460	
16	11,20	2068	228	8,03	8,66	72	455	
17	11,20	2083	233	8,30	8,66	71	464	
18	11,20	2098	239	8,30	8,30	71	464	
19	11,20	2113	235	8,03	8,48	72	455	
20	10,90	2128	240	8,25	8,53	73	431	
21	10,90	2143	245	8,25	8,71	71	440	
22	10,90	2158	245	8,25	8,53	72	467	
23	11,80	2173	250	8,47	9,06	72	466	0,73
24	10,80	2194	237	8,05	8,98	72	472	
718								
14	1,31	1860	304	0,76	0,04	1183	320	0,29
13	1,25	1160	319	0,79	0,04	1199	335	
12	1,25	1965	319	0,79	0,05	1223	335	
11	1,24	1970	321	0,80	0,09	1209	338	
10	1,24	1975	321	0,80	0,06	1209	338	
9	1,28	1979	311	0,78	0,28	1195	328	
8	1,32	1984	302	0,75	0,09	1136	318	
7	1,30	1989	363	0,76	0,05	1161	323	
6	1,40	1994	337	0,71	0,11	1078	571	
5	1,66	1999	328	2,71	0,04	885	783	
4	2,00	2004	319	7,49	0,06	679	699	
3	3,48	2009	283	12,93	0,16	373	431	
2	5,16	2014	246	15,98	0,23	234	406	
1	4,94	2019	257	16,19	0,22	234	425	0,62

Продолжение табл 2

Проба	Na, вес.%	Глубина, м	Отношение содержания элементов (млн⁻¹) к Na (вес.%)					
			K	Mn	Fe	Mg	Ca	Li
726								
9	1,31	1990	304	0,76	0,02	1160	328	0,34
10	1,49	2000	338	0,67	0,05	999	355	
11	2,14	2010	279	6,54	0,01	672	387	
12	5,08	2020	226	15,15	0,54	232	452	
13	5,08	2025	220	15,35	0,48	232	452	
14	5,07	2030	227	15,38	0,55	232	453	0,62
15	5,03	2035	222	15,50	0,49	234	457	
16	5,07	2040	227	15,38	0,57	238	433	
17	5,07	2045	227	15,77	0,73	234	453	
18	11,10	2050	233	7,83	7,83	72	459	
19	11,10	2055	233	7,83	7,92	72	459	
20	11,10	2060	225	7,83	7,92	72	468	
21	10,30	2065	254	8,15	8,25	68	495	
22	10,30	2075	240	7,61	7,61	71	467	
23	11,20	2085	233	7,49	8,03	73	455	0,71
727								
9	1,28	1980	352	0,78	0,02	1179	335	0,32
10	1,31	1990	304	0,76	0,00	1129	328	
11	1,56	2000	302	1,34	0,02	955	378	
12	2,30	2010	264	7,82	0,00	621	408	
13	5,06	2015	237	15,41	0,09	233	454	
14	5,00	2020	239	15,59	0,46	231	459	
15	5,01	2025	239	15,66	0,14	235	479	
16	5,04	2030	244	15,27	0,16	234	456	0,53
17	5,00	2035	245	15,59	0,14	241	479	
18	4,98	2040	255	16,06	0,23	230	461	
19	5,13	2045	247	15,98	0,19	235	467	
20	10,10	2050	259	8,61	8,71	69	514	
21	8,48	2055	318	10,25	10,25	76	589	
22	11,90	2065	226	7,56	8,15	73	428	
23	11,20	2075	233	7,67	8,03	71	446	0,63
722-1								
9	1,92	2001	262	1,56	0,23	781	346	0,33
11	2,58	2011	272	8,91	0,29	569	426	
13	5,02	2020	252	15,93	0,16	231	458	
15	4,94	2030	253	16,19	0,16	230	465	0,54
20	5,03	2040	248	15,90	0,30	230	457	
17A	11,10	2055	236	7,47	7,83	71	459	
1	10,90	2060	234	7,98	8,25	72	477	
22	10,90	2065	234	7,70	7,98	69	467	
NIS 1	10,80	2070	235	7,96	8,33	71	472	
23	11,00	2075	239	7,63	8,18	69	463	
NIS 2	11,00	2081	243	7,63	8,45	72	472	0,64
722-2								
10	1,38	1970	342	0,72	0,04	1123	340	0,30
12	1,32	1980	357	0,75	0,03	1159	363	
14	1,40	1989	359	0,71	0,07	1078	364	
16	1,75	1999	342	2,57	0,03	879	377	
18	3,62	2009	304	15,33	0,15	395	490	
17	5,06	2019	266	15,41	0,18	227	434	
22	4,80	2029	264	16,04	0,20	231	458	0,54
NIS 2	8,80	2044	243	9,20	7,12	102	454	0,77
729								
20	1,28	1932	311	0,78	0,01	1179	328	0,28
21	1,34	2002	297	0,74	0,01	1141	373	
22	1,75	2022	302	1,37	0,01	811	388	
23	2,44	2022	288	2,70	0,01	602	372	0,46

Таблица 3

Химический состав рассолов по пробам из колонок осадков

Колонка и глубина от поверхности дна, см	Na, вес.%	Содержание, млн⁻¹													
		K	Li	Zn	Mn	Pb	Cu	Co	Ni	Cd	Sr	Ca	Mg	pH	Eh, мВ
Колонка 118															
0—20	1,27	470	0,66	0,4	2,9	0,3	0,1	0,3	0,3	<0,03	11	687	1561	7,30	+370
20—40	1,21	480	0,46	0,3	2,6	0,2	<0,1	0,3	0,3		10	515	1518	7,40	+370
50—70	1,15	500	0,46	0,2	2,3	0,2	<0,1	0,3	0,3		9	515	1452	7,43	+335
70—90	1,15	450	0,46	0,1	2,3	0,2	<0,1	0,2	0,3		10	584	1436	7,20	+320
90—100	1,04	420	0,40	0,1	2,3	0,2	<0,1	0,3	0,3		9	584	1472	7,27	+310
100—110	1,15	450	0,46	0,1	3,3	0,2	<0,1	0,3	0,3		9	652	1541	7,35	+290
110—120	1,15	440	0,46	0,2	3,4	0,2	<0,1	0,3	0,5		8	584	1386	7,50	+265
130—150	1,16	500	0,46	0,1	5,1	0,2	<0,1	0,4	0,5		9	652	1502	7,49	+225
155—160	1,07	420	0,40	0,1	3,8	0,2	<0,1	0,4	0,5		8	584	1346	7,37	+232
170—190	1,12	450	0,46	<0,1	3,2	0,2	<0,1	0,4	0,5		8	584	1445	7,58	+230
190—200	1,15	420	0,46	<0,1	2,9	0,2	<0,1	0,3	0,5		10	807	1346	7,32	+238
200—205	1,17	470	0,46	<0,1	3,8	0,2	<0,1	0,4	0,3		10	687	1386	7,49	+235
205—210	1,15	500	0,53	<0,1	4,4	0,2	<0,1	0,4	0,5		10	755	1439	7,37	+220
210—218	1,25	450	0,53	<0,1	4,4	0,2	<0,1	0,4	0,3		11	807	1403	7,07	+225
218—225	1,22	420	0,46	<0,1	4,7	0,1	<0,1	0,4	0,3		10	687	1254	7,32	+303
225—240	1,25	440	0,53	<0,1	6,1	0,2	<0,1	0,4	0,3		10	755	1386	7,13	+300
240—260	1,37	440	0,53	<0,1	5,0	0,1	<0,1	0,4	0,3		10	807	1403	7,23	+280
260—280	1,15	420	0,53	<0,1	4,2	0,2	<0,1	0,4	0,5		10	807	1360	7,20	+290
280—300	1,16	420	0,53	<0,1	4,1	0,2	<0,1	0,4	0,5		10	807	1343	7,20	+250
300—307	1,12	420	0,46	<0,1	3,3	0,1	<0,1	0,4	0,5		10	807	1294	7,28	+310
307—311	1,07	450	0,40	<0,1	3,3	0,2	<0,1	0,4	0,5		8	687	1234	7,40	+280
311—321	1,15	510	0,53	<0,1	4,2	0,2	<0,1	0,4	0,6		8	652	1403	7,54	+270
329—345	1,15	560	0,59	<0,1	4,4	0,3	<0,1	0,4	0,6		10	687	1383	7,48	+285
345—365	1,15	540	0,59	<0,1	3,8	0,2	0,1	0,5	0,5		10	687	1409	7,44	+280
365—385	1,12	560	0,66	<0,1	3,3	0,2	0,2	0,4	0,6		10	687	1363	7,48	+275
385—400	1,12	530	0,66	<0,1	3,2	0,2	0,2	0,5	0,8		10	807	1492	7,34	+275
Колонка 95К															
30—40	1,52	580	0,73	4,0	2,6	0,4	0,1	0,4	0,5	0,04	16	1338	1346	7,22	+280
40—50	1,52	600	0,73	0,5	2,8	0,3	0,1	0,6	0,6	0,00	16	1270	1475	7,28	+291
50—60	1,69	650	0,73	0,1	2,8	0,3	0,2	0,4	0,3	0,04	16	1133	1475	7,29	+290
60—70	1,76	700	0,82	0,2	3,5	0,4	0,2	0,6	0,5	0,04	18	1201	1601	7,37	+290
70—80	1,64	710	0,92	6,0	4,8	0,4	0,1	0,7	0,6	<0,03	18	1201	1551	7,24	+308
80—90	1,62	680	0,82	0,2	5,0	0,4	0,2	0,7	0,6	<0,03	18	1270	1518	7,23	+295
90—100	1,58	790	0,73	0,2	6,1	0,3	0,1	0,6	0,6	<0,03	17	1270	1554	7,34	+268
110—120	1,34	590	0,53	0,1	4,2	0,2	0,1	0,5	0,1	<0,03	13	807	1469	7,38	+271
140—150	1,31	450	0,46	1,2	2,4	0,2	0,1	0,3	0,3	<0,03	10	687	1346	7,34	+290
175—180	1,24	480	0,40	0,1	7,1	0,2	0,1	0,3	0,3	<0,03	11	687	1472	7,43	+265
180—185	1,31	600	0,82	0,8	2,5	0,4	0,2	0,7	0,6	<0,03	23	1888	1799	7,25	+262
200—230	1,12	410	0,81	0,1	6,3	0,1	0,2	0,3	0,5	<0,03	8	515	1271	7,45	+310
230—240	1,12	410	0,46	0,1	6,1	0,1	0,1	0,3	0,3	<0,03	8	515	1287	7,33	+318
241—250	1,12	360	0,46	0,1	7,1	0,1	0,1	0,3	0,3	<0,03	8	515	1205	7,31	+305
250—260	1,07	380	0,46	0,1	5,9	0,1	0,1	0,3	0,3	<0,03	8	515	1254	7,25	+300
260—270	1,12	422	0,53	<0,1	5,0	0,2	0,1	0,3	0,3	<0,03	9	583	1360	7,37	+280
270—280	1,12	422	0,36	<0,1	5,0	0,2	0,1	0,3	0,5	<0,03	8	515	1317	7,52	+270
282—300	1,16	440	0,53	<0,1	4,1	0,2	0,1	0,4	0,5	<0,03	10	652	1429	7,29	+280
320—330	1,15	440	0,53	<0,1	4,1	0,2	0,1	0,4	0,6	<0,03	10	687	1429	7,37	+270
390—395	1,05	420	0,36	<0,1	8,5	0,2	0,1	0,3	0,5	<0,03	7	489	1290	7,54	+270
Колонка 119															
0—30	10,20	2024	5,28	8	88	3,3	0,4	4,0	2,4	0,6	65	5905	990	6,28	+570
30—55	10,59	2024	5,61	21	50	3,0	0,4	4,2	2,6	0,4	65	5664	911	6,29	+550
55—60	10,42	2200	4,62	8	38	2,7	0,4	4,0	2,7	0,5	62	5664	911	6,21	+480
60—70	10,70	2200	4,62	7	36	3,3	0,4	3,9	2,7	0,5	58	5664	908	6,08	+450

Продолжение табл. 3

Колонка и глубина от поверхности дна, см	Na, вес.%	Содержание, млн⁻¹												Eh, мВ
		K	Li	Zn	Mn	Pb	Cu	Co	Ni	Cd	Sr	Ca	Mg	pH
70—95	10,42	2024	4,62	15	36	—	0,4	3,9	2,1	0,5	62	5836	914	6,43	+460
100—110	11,33	2530	5,61	8	38	3,6	0,4	4,0	2,9	0,5	73	6248	1016	6,47	+430
110—120	10,54	2024	4,62	20	36	3,3	0,4	3,6	2,4	0,5	65	5767	901	6,50	+430
120—135	10,88	2200	6,27	43	40	3,6	0,3	4,3	2,7	0,5	65	5905	974	6,40	+430
135—140	11,05	2365	5,94	31	35	3,6	0,3	4,2	2,7	0,5	65	6007	993	6,38	+400
140—160	10,54	2365	5,61	30	29	3,6	0,4	4,7	2,6	0,5	65	5836	914	6,53	+410
160—180	10,42	2200	5,61	89	36	3,0	0,3	5,4	2,4	0,5	67	5836	944	6,12	+400
180—200	10,88	2530	6,27	107	46	3,6	0,3	5,7	2,7	0,6	65	6007	977	6,58	+390
202—205	10,03	2200	5,00	58	31	3,0	0,3	4,8	2,1	0,5	58	5321	884	6,66	+380
205—213	10,20	2365	5,00	46	27	3,6	0,3	4,4	2,4	0,5	58	5493	911	6,56	+380
213—230	10,88	2365	3,96	33	27	3,3	0,4	4,5	2,6	0,5	65	5767	1013	6,46	+230
230—250	10,20	2365	4,29	13	22	3,6	0,4	4,9	2,6	0,5	65	5836	1026	6,57	+320
253—260	10,59	2365	4,62	33	26	3,6	0,5	5,0	2,9	0,5	70	6179	1076	6,50	+320
265—278	9,97	2200	4,62	17	26	3,0	0,4	4,4	2,7	0,6	62	5493	1000	6,46	+360
278—298	10,42	2365	4,95	38	27	3,6	0,3	4,8	2,9	0,7	65	5836	1066	6,58	+380
300—316	10,20	2200	4,95	18	27	3,0	0,4	3,2	2,9	0,6	62	5664	1026	6,60	+370
316—350	10,42	2200	5,28	69	33	3,0	0,4	4,4	2,6	0,7	65	6008	1063	6,63	+360
350—358	9,74	2200	4,29	38	25	3,0	0,4	5,6	2,3	0,5	54	5149	977	6,60	+360
360	10,20	2200	4,62	23	22	3,0	0,4	5,8	2,4	0,5	58	5218	974	6,46	+360
360—390	10,42	2365	5,80	30	26	3,0	0,3	5,8	2,3	0,5	62	5321	1033	6,43	+350
390—400	10,42	2200	4,95	168	31	3,3	0,3	4,8	2,0	0,7	65	5596	1086		
Колонка 128P															
112—122	10,59	2024	4,29	23	57	3,3	1,0	3,9	2,7	0,7	59	6179	997	6,12	+471
142—152	10,20	2024	4,95	26	69	3,3	0,6	4,2	3,3	0,7	59	6591	1304	6,20	+481
152—172	10,20	2024	4,62	26	71	3,0	0,3	3,9	2,7	0,6	63	6110	792	6,17	+450
182—192	10,20	1890	4,62	28	66	3,0	0,6	4,1	3,3	0,7	59	6522	828	6,16	+430
202—212	10,42	2200	5,28	40	79	3,0	0,5	4,0	3,5	0,6	63	6591	858	6,12	+370
232—242	10,59	2024	4,62	53	75	4,2	0,5	4,1	3,3	0,7	59	6591	908	6,16	+335
264—284	10,42	2024	4,62	51	75	3,3	0,5	4,1	3,5	0,5	59	6591	848	6,10	+325
304—314	11,05	2024	4,62	54	73	3,6	0,4	4,2	3,3	0,6	59	6591	851	6,15	+310
334—354	9,06	2024	5,28	51	75	3,6	0,6	4,3	3,3	0,6	59	6866	875	6,14	+318
364—379	8,88	2200	5,28	43	71	3,6	0,4	3,9	3,3	0,4	55	6591	851	6,13	+335
400—420	8,88	2200	4,95	21	61	3,0	0,5	3,8	3,0	0,5	55	6591	858	6,10	+328
420—440	8,88	2200	5,61	43	75	3,0	0,6	3,5	3,3	0,5	63	6179	835	6,12	+288
470—480	9,30	2200	5,28	26	93	3,0	1,2	3,9	3,5	0,7	63	6351	894	6,10	+330
486—490	8,88	2024	4,62	20	84	3,0	1,1	3,9	3,3	0,7	55	6248	842	6,10	+320
490—500	9,06	2200	4,62	28	125	3,0	1,0	3,9	2,9	0,8	55	6351	875	6,12	+325
510—530	9,15	2200	4,62	40	146	3,3	0,4	4,0	3,0	0,7	59	6351	891	6,11	+345
560—580	8,67	1540	4,62	23	165	—	0,7	3,8	2,7	0,6	55	6007	815	6,16	+351
595—615	9,91	1870	5,61	18	191	—	0,7	5,4	2,9	1,5	63	6522	891	6,12	+381
645—675	9,23	1705	5,28	21	177	3,0	0,7	3,9	2,9	0,6	59	6248	835	6,12	+335
718—748	9,54	1870	5,94	35	125	3,0	1,1	4,2	2,9	0,7	59	6522	809	6,15	+337
778—808	9,31	1870	5,61	7	67	3,0	2,0	3,9	3,0	0,5	55	6179	776	6,15	+341
838—858	9,74	1870	6,28	140	63	5,4	2,0	4,9	3,3	0,7	59	6591	818	7,32	+290
Колонка 128G															
15—30	10,88	2365	5,28	84	59	3,3	0,5	4,3	2,3	1,0	62	6591	795	6,29	
40—50	10,88	2365	5,28	87	59	3,3	0,6	4,1	2,4	1,1	62	6522	795	6,37	
50—60	11,04	2530	5,28	63	59	3,3	0,6	4,2	2,4	0,8	62	6591	802	6,29	
70—83	10,99	2530	5,61	71	58	3,3	0,6	4,4	2,4	0,8	65	6522	782	6,34	
90—102	10,88	2530	4,62	74	58	3,0	0,7	4,2	3,2	1,0	65	6351	776	6,46	
102—115	10,71	2530	5,61	64	50	3,3	1,0	4,2	2,7	1,6	65	6351	776	6,43	
128—130	10,71	2530	6,27	53	59	3,0	3,5	4,4	2,7	1,2	65	6351	776	6,23	
132—145	10,88	2365	6,27	26	77	3,3	2,2	4,5	2,9	0,7	70	6351	785	6,16	

Продолжение табл. 3

Колонка и глубина от поверхности дна, см	Na, вес.%	Содержание, млн-1													Eh, мВ
		K	Li	Zn	Mn	Pb	Cu	Co	Ni	Cd	Sr	Ca	Mg	pH	
Колонка 81G															
0—10	10,08	2530	4,62	3,3	57	3,6	0,5	4,1	2,6	0,6	63	5664	875	6,48	
10—20	10,59	2530	5,28	1,3	59	3,3	0,4	4,0	2,6	0,6	67	6111	917	6,46	
30—40	10,59	2530	5,28	5,0	94	3,6	0,4	3,8	2,6	0,6	67	6008	941	6,54	
39—43	10,59	2530	5,28	5,6	97	3,0	0,6	4,1	2,7	0,7	63	5905	941	6,50	
43—48	10,59	2365	5,28	6,6	85	3,9	0,9	4,2	2,4	0,8	63	5836	924	6,59	
50—62	10,42	2365	5,28	1,3	75	3,6	0,6	4,4	2,4	0,6	67	5836	921	6,46	
62—70	10,42	2065	5,28	1,0	69	3,3	0,6	3,9	2,6	0,5	63	5767	921	6,54	
73—87	10,76	2695	4,95	1,3	57	3,9	0,9	4,1	2,7	0,6	72	6179	1000	6,48	
87—100	10,76	2530	4,95	6,6	49	3,9	0,6	4,1	2,9	0,5	72	6008	980	6,47	
100—110	10,59	2530	5,28	6,6	44	3,6	0,7	3,7	2,7	0,5	—	5905	967	6,43	
110—120	10,59	2695	5,28	5,0	40	3,6	0,4	4,5	3,0	0,5	76	5836	974	6,40	
Колонка 120K															
100—110	10,20	2024	6,27	139	54	3,9	0,5	4,2	3,0	1,7	63	6007	832	6,44	
120—130	10,59	2024	6,27	132	63	3,9	0,6	4,3	3,3	1,1	63	6007	809	6,20	
130—140	10,59	2365	6,93	104	71	4,2	0,6	5,4	3,5	1,0	67	6351	825	6,21	
140—150	11,02	—	7,92	112	69	4,2	0,6	3,9	3,3	1,0	80	6179	891	6,45	
170—180	10,76	2530	6,66	198	63	19,5	3,2	4,0	3,3	2,3	67	6248	858	6,66	
190—200	10,59	2200	6,66	153	73	7,8	3,9	4,2	3,5	1,7	67	6179	838	6,54	
200—210	10,08	1870	5,94	59	58	3,9	3,5	3,5	3,0	0,7	63	5664	815	6,58	
210—220	10,76	2200	6,93	40	73	3,9	1,8	3,9	3,3	0,5	72	6351	894	6,35	
220—230	10,33	2200	5,94	15	67	3,0	1,2	3,6	3,0	0,5	67	5905	891	5,90	
235—240	10,59	2200	5,28	13	67	3,3	4,7	3,2	3,0	0,6	63	6007	1574	6,36	
240—250	10,19	2365	5,94	10	74	3,6	6,0	3,9	3,3	0,5	72	5836	782	6,29	
270—280	11,50	2024	5,61	407	61	3,6	7,4	3,9	3,5	0,5	76	6523	851	6,42	
300—310	11,05	2200	5,61	73	61	3,3	7,2	4,1	3,3	0,5	72	6351	871	6,44	
330—340	11,04	2200	5,61	25	67	3,0	9,3	4,1	3,3	0,5	67	6351	831	6,37	
340—360	10,59	2200	5,94	12	69	3,6	7,2	4,1	3,3	0,6	72	6248	822	6,38	
365	10,76	2200	4,95	8	89	3,0	14,1	4,1	3,3	0,5	63	6179	792	6,22	
380—385	10,59	2200	5,28	5	63	3,0	5,7	4,1	3,0	0,5	63	6179	769	6,35	
400—405	10,59	2200	4,95	66	85	3,0	15,9	3,9	3,0	0,5	63	6179	835	6,24	
425—430	10,19	2200	4,62	30	65	3,6	15,6	4,2	3,0	0,4	63	5905	749	6,31	
455—460	10,59	2530	5,28	51	65	3,6	10,5	4,1	3,0	0,6	72	6519	823	6,29	
475—480	10,59	2530	4,95	31	63	3,9	20,4	4,2	3,3	0,7	72	6519	815	6,37	
490—500	10,59	2365	6,27	201	53	9,6	3,9	4,0	3,3	2,0	88	6179	855	6,83	
Колонка 84K															
110—120	9,74	2200	4,95	195	57	10,8	0,6	3,5	2,3	1,7	51	5836	815	6,54	+310
150—160	10,25	2200	5,61	191	69	3,9	0,6	3,2	2,7	1,1	59	6008	875	6,51	+310
180—190	10,42	2365	5,28	168	69	3,6	0,4	3,7	2,9	0,9	59	6179	815	6,60	+311
200—210	10,42	2365	4,95	224	69	9,6	1,2	3,5	2,7	3,9	63	5664	987	6,33	+280
230—245	10,08	2200	4,62	215	65	8,1	2,9	3,7	1,5	1,5	55	5664	875	6,23	+292
260—270	10,59	2530	5,28	175	82	13,8	2,4	3,7	1,8	1,1	63	6248	845	6,77	+322
310—320	10,42	2200	5,28	101	79	5,7	1,9	3,7	1,5	0,5	67	6111	908	6,46	+360
340—350	10,59	2365	5,61	109	69	4,2	2,0	3,9	2,1	0,6	72	—	—	6,31	+350
385—395	10,59	2200	5,94	218	73	5,4	1,9	4,2	1,8	2,2	72	5836	931	6,61	+340

Таблица 4

Химический состав осадков по пробам из колонок

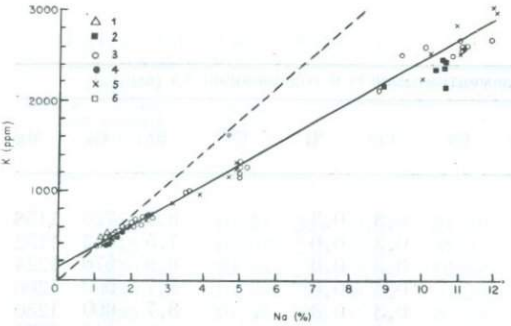
Колонка и глубина от поверхности дна, см	Na, вес.%	Отношение содержания элементов (млн⁻¹) к содержанию Na (вес.%)											
		K	Li	Zn	Mn	Pb	Cu	Co	Ni	Cd	Sr	Ca	Mg
Колонка 120K													
110	10,19	198	0,61	13,62	5,29	0,38	0,04	0,41	0,29	0,16	6,2	589	82
130	10,58	191	0,59	12,46	5,94	0,36	0,05	0,40	0,31	0,10	5,9	567	76
140	10,58	223	0,65	9,82	6,70	0,39	0,05	0,51	0,33	0,09	6,3	600	78
150	11,01	200	0,71	10,16	6,26	0,38	0,05	0,35	0,29	0,09	7,2	561	81
180	10,75	235	0,61	18,40	5,85	1,81	0,30	0,37	0,30	0,20	6,2	581	80
200	10,58	208	0,62	14,44	6,89	0,73	0,36	0,39	0,33	0,15	6,3	583	79
210	10,07	186	0,58	5,85	5,75	0,38	0,34	0,34	0,29	0,07	6,3	562	81
220	10,75	204	0,64	3,71	6,78	0,36	0,66	0,36	0,30	0,05	6,7	590	83
230	10,32	212	0,57	1,45	6,48	0,29	0,11	0,34	0,29	0,04	6,5	572	86
240	10,58	208	0,49	1,22	6,32	0,31	0,43	0,29	0,28	0,05	5,9	567	149
250	10,18	232	0,58	0,98	7,26	0,35	0,58	0,38	0,32	0,04	7,0	573	77
280	11,50	176	0,48	35,39	5,30	0,31	0,63	0,33	0,30	0,04	6,6	567	74
310	11,04	199	0,50	6,60	5,52	0,29	0,65	0,37	0,29	0,04	6,5	575	79
340	11,03	199	0,50	2,26	6,06	0,27	0,84	0,37	0,29	0,04	6,0	575	75
320	10,58	208	0,56	1,12	6,51	0,33	0,67	0,38	0,31	0,05	6,8	590	78
365	10,75	204	0,46	0,74	8,27	0,27	1,31	0,38	0,30	0,04	5,8	574	74
385	10,58	208	0,49	0,47	5,94	0,28	0,53	0,38	0,28	0,05	5,9	583	73
405	10,58	208	0,46	6,23	8,02	0,28	1,50	0,37	0,28	0,04	5,9	583	79
430	10,18	216	0,45	2,94	6,37	0,35	1,53	0,41	0,29	0,04	6,2	579	74
460	10,58	239	0,49	4,81	6,13	0,33	0,99	0,38	0,28	0,05	6,8	616	78
480	10,58	239	0,46	2,92	5,94	0,36	1,92	0,39	0,31	0,06	6,8	616	77
500	10,58	223	0,59	18,98	5,00	0,90	0,36	0,37	0,31	0,18	8,3	583	81
Колонка 128G													
30	10,87	218	0,48	7,72	5,42	0,30	0,04	0,39	0,21	0,09	5,7	606	73
50	10,87	217	0,48	7,99	5,42	0,30	0,05	0,37	0,22	0,10	5,7	599	73
60	11,03	229	0,47	5,70	5,34	0,29	0,05	0,38	0,21	0,07	5,6	597	73
83	10,98	230	0,51	6,46	5,27	0,30	0,05	0,39	0,21	0,07	5,9	593	71
102	10,87	233	0,42	6,80	5,33	0,27	0,06	0,38	0,29	0,09	6,0	584	71
115	10,70	236	0,52	5,97	4,66	0,30	0,09	0,39	0,25	0,15	6,0	593	72
130	10,70	236	0,58	4,94	5,50	0,28	0,32	0,40	0,25	0,11	6,0	593	72
145	10,87	218	0,57	2,38	7,07	0,30	0,19	0,40	0,26	0,06	6,4	584	72
Колонка 81G													
10	10,07	250	0,45	0,32	5,65	0,35	0,04	0,40	0,25	0,05	6,3	562	87
20	10,58	239	0,49	0,12	5,57	0,31	0,03	0,37	0,24	0,05	6,3	577	86
40	10,58	239	0,49	0,47	8,87	0,33	0,03	0,35	0,24	0,05	6,3	567	89
43	10,58	239	0,49	0,52	9,15	0,28	0,05	0,38	0,25	0,06	5,9	558	89
48	10,58	223	0,49	0,62	8,02	0,36	0,08	0,40	0,22	0,07	5,9	551	87
62	10,41	227	0,50	0,12	7,19	0,34	0,05	0,41	0,23	0,05	6,4	560	88
70	10,41	227	0,50	0,09	6,62	0,31	0,05	0,37	0,24	0,05	6,0	553	88
77	10,75	250	0,46	0,12	5,29	0,36	0,08	0,38	0,25	0,05	6,7	574	93
100	10,75	235	0,46	0,61	4,55	0,36	0,05	0,38	0,26	0,04	6,7	558	91
110	10,58	239	0,49	0,62	4,15	0,33	0,06	0,35	0,25	0,04	6,8	558	91
120	10,58	254	0,46	0,47	3,77	0,33	0,03	0,42	0,28	0,04	7,2	551	91
Колонка 84K													
120	9,73	226	0,50	20,02	5,81	1,10	0,06	0,35	0,23	0,17	5,2	599	84
160	10,25	215	0,54	18,63	6,73	0,38	0,05	0,30	0,26	0,11	5,8	586	85
190	10,41	227	0,50	16,12	6,62	0,34	0,04	0,35	0,27	0,08	5,7	593	78

Продолжение табл. 4

Колонка и глубина от поверхности дна, см	Na, вес.%	Отношение содержания элементов (млн⁻¹) к содержанию Na (вес.%)											
		K	Li	Zn	Mn	Pb	Cu	Co	Ni	Cd	Sr	Ca	Mg
210	10,41	227	0,47	21,49	6,62	0,92	0,11	0,33	0,25	0,37	6,0	544	95
245	10,07	218	0,45	21,32	6,44	0,80	0,28	0,36	0,14	0,14	5,4	562	87
270	10,58	239	0,49	16,52	7,74	1,30	0,22	0,35	0,16	0,10	5,9	590	80
350	10,58	223	0,52	10,29	6,51	0,39	0,19	0,36	0,19	0,05	6,8	577	86
395	10,58	208	0,56	20,58	6,89	0,50	0,17	0,39	0,16	0,20	6,8	551	88
Колонка 119													
30	10,19	198	0,51	0,78	8,62	0,32	0,04	0,39	0,23	0,05	6,4	579	97
55	10,58	191	0,52	1,98	4,72	0,28	0,03	0,39	0,24	0,03	6,1	535	86
60	10,41	211	0,44	0,76	3,64	0,25	0,04	0,38	0,25	0,04	6,0	544	87
70	10,69	205	0,43	0,65	3,36	0,30	0,03	0,36	0,25	0,04	5,4	529	85
95	10,41	194	0,44	1,43	3,45	0,25	0,04	0,37	0,20	0,04	6,0	560	88
110	11,32	223	0,49	0,70	3,35	0,31	0,03	0,35	0,25	0,04	6,4	551	90
120	10,53	192	0,43	1,89	3,41	0,31	0,03	0,34	0,22	0,04	6,1	547	85
135	10,87	202	0,57	3,95	3,67	0,33	0,02	0,39	0,24	0,04	6,0	543	89
140	11,04	214	0,53	2,80	3,16	0,32	0,02	0,38	0,24	0,04	5,9	543	90
160	10,53	224	0,53	2,84	2,75	0,34	0,03	0,44	0,24	0,05	6,2	554	87
180	10,41	211	0,53	8,54	3,45	0,28	0,02	0,51	0,23	0,04	6,4	560	91
200	10,87	232	0,57	9,83	4,22	0,33	0,02	0,52	0,24	0,05	6,0	552	90
205	10,02	219	0,49	5,78	3,09	0,29	0,02	0,47	0,20	0,04	5,8	530	88
213	10,19	232	0,49	4,50	2,64	0,35	0,02	0,43	0,23	0,04	5,7	538	89
230	10,87	217	0,36	3,03	2,48	0,30	0,03	0,41	0,23	0,04	6,0	530	93
250	10,19	232	0,42	1,27	2,15	0,35	0,04	0,48	0,25	0,04	6,4	572	100
260	10,58	223	0,43	3,11	2,45	0,33	0,04	0,47	0,27	0,04	6,6	583	102
278	9,6	220	0,46	1,70	2,60	0,30	0,04	0,44	0,27	0,05	6,2	551	100
298	10,41	226	0,47	3,64	2,59	0,34	0,02	0,46	0,27	0,06	6,2	560	102
316	10,19	215	0,48	1,76	2,64	0,29	0,04	0,30	0,28	0,05	6,1	555	100
350	10,41	211	0,50	6,62	3,16	0,28	0,04	0,42	0,24	0,06	6,2	577	102
358	9,73	226	0,44	3,90	2,56	0,30	0,04	0,58	0,23	0,05	5,5	529	100
360	10,19	216	0,45	2,25	2,15	0,29	0,04	0,57	0,23	0,05	5,7	512	95
390	10,41	227	0,55	2,87	2,49	0,28	0,02	0,55	0,22	0,04	6,0	511	99
400	10,39	211	0,47	16,15	2,98	0,31	0,02	0,46	0,19	0,06	6,3	538	104
Колонка 118													
20	1,27	372	0,51	0,3	2,28	0,3	<0,03	0,3	0,3	<0,03	8,7	543	1233
40	1,21	396	0,36	0,3	2,13	0,3		0,3	0,3		8,4	426	1254
70	1,15	435	0,39	0,2	1,98	0,3		0,3	0,3		7,8	450	1266
90	1,15	393	0,39	<0,1	1,98	0,3		0,3	0,3		8,7	510	1251
100	1,04	402	0,36	<0,1	2,19	0,3		0,3	0,3		8,7	561	1410
110	1,15	393	0,39	<0,1	2,85	0,3		0,3	0,3		8,1	570	1344
120	1,15	384	0,39	<0,1	2,94	0,3		0,3	0,3		6,9	510	1209
150	1,16	429	0,39	<0,1	4,38	0,3		0,3	0,3		7,8	561	1290
160	1,07	393	0,36	<0,1	3,54	0,3		0,3	0,3		7,5	546	1257
190	1,12	402	0,39	<0,1	2,85	0,3		0,3	0,3		7,2	522	1293
200	1,15	366	0,39	<0,1	2,52	0,3		0,3	0,3		8,7	705	1173
205	1,17	402	0,39	<0,1	3,24	0,3		0,3	0,3		8,7	588	1188
210	1,15	435	0,45	<0,1	3,81	0,0		0,3	0,3		8,7	657	1254
218	1,25	360	0,42	<0,1	3,51	0,3		0,3	0,3		8,7	648	1125
225	1,22	345	0,36	<0,1	3,84	0,0		0,3	0,3		8,1	564	1032
240	1,25	354	0,42	<0,1	4,89	0,3		0,3	0,3		8,1	606	1113
260	1,37	321	0,36	<0,1	3,63	0,0		0,3	0,3		7,2	588	1023
280	1,15	366	0,45	<0,1	3,66	0,3		0,3	0,3		8,7	705	1185
300	1,16	360	0,45	<0,1	3,51	0,3		0,3	0,3		8,7	693	1155

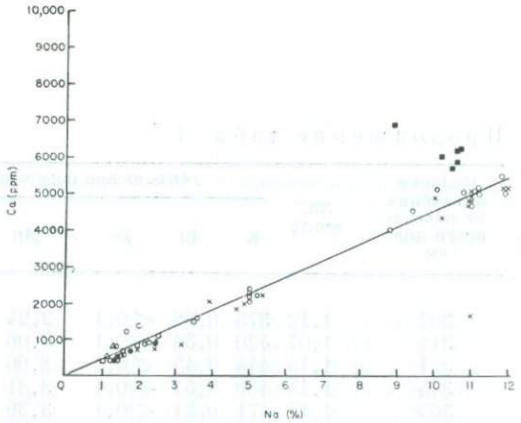
Продолжение табл. 4

Колонка и глубина от поверхности дна, см	Na, вес.%	Отношение содержания элементов (млн⁻¹) к содержанию Na (вес.%)											
		K	Li	Zn	Mn	Pb	Cu	Co	Ni	Cd	Sr	Ca	Mg
307	1,12	375	0,39	<0,1	2,94	0,0		0,3	0,3		8,7	723	1158
311	1,07	420	0,36	<0,1	3,06	0,3		0,3	0,6		7,5	642	1152
321	1,15	444	0,45	<0,1	3,66	0,3		0,3	0,6		6,9	570	1224
345	1,15	489	0,51	<0,1	3,81	0,3		0,3	0,6		8,7	600	1206
365	1,15	471	0,51	<0,1	3,30	0,3		0,3	0,3		8,7	600	1230
385	1,12	501	0,57	<0,1	2,94	0,3		0,3	0,6		9,0	612	1224
400	1,12	474	0,57	<0,1	2,85	0,3		0,6	0,6		9,0	720	1332
Колонка 95К													
40	1,52	381	0,48	2,6	1,71	0,3	<0,06	0,3	0,3	<0,03	10,5	882	888
50	1,52	396	0,48	0,3	1,83	0,3		0,3	0,3		10,5	837	972
60	1,69	384	0,42	<0,1	1,65	0,3		0,3	0,3		9,6	669	873
70	1,76	399	0,45	0,1	1,98	0,3		0,3	0,3		10,2	684	912
80	1,64	432	0,54	3,7	2,91	0,3		0,3	0,3		11,1	732	945
90	1,62	420	0,48	0,1	3,09	0,3		0,3	0,3		11,1	786	939
100	1,58	498	0,45	0,1	3,84	0,3		0,3	0,3		10,8	801	981
120	1,34	441	0,39	<0,1	3,12	0,0		0,3	1,2		9,6	603	1098
150	1,31	342	0,33	0,9	1,80	0,3		0,3	0,3		7,5	522	1026
180	1,24	387	0,30	<0,1	5,70	0,3		0,3	0,3		8,7	522	1185
185	1,31	456	0,60	0,7	1,89	0,3		0,6	0,6		17,7	1437	1371
230	1,12	366	0,72	<0,1	5,64	0,0		0,3	0,3		7,2	462	1137
240	1,12	366	0,39	<0,1	5,46	0,0		0,3	0,3		7,2	462	1152
250	1,12	321	0,39	<0,1	6,33	0,0		0,3	0,3		7,2	462	1080
260	1,07	354	0,42	<0,1	5,49	0,3		0,3	0,3		8,1	522	1218
270	1,12	378	0,45	<0,1	4,47	0,3		0,3	0,3		8,1	522	1218
280	1,12	378	0,30	<0,1	4,47	0,3		0,3	0,3		7,2	462	1179
300	1,16	378	0,45	<0,1	3,51	0,3		0,3	0,3		8,7	561	1227
330	1,15	384	0,45	<0,1	3,57	0,3		0,3	0,6		8,7	600	1245
395	1,05	399	0,33	<0,1	8,07	0,3		0,3	0,6		6,6	465	1230
Колонка 128Р													
122	10,58	191	0,40	2,17	5,38	0,31	0,09	0,37	0,25	0,06	5,6	583	94
152	10,19	198	0,48	2,54	6,76	0,32	0,05	0,41	0,32	0,06	5,8	646	128
172	10,19	198	0,45	2,54	6,96	0,29	0,02	0,38	0,26	0,05	6,2	599	78
192	10,19	185	0,45	2,74	6,47	0,29	0,05	0,40	0,32	0,06	5,8	639	81
212	10,41	211	0,50	3,83	7,58	0,28	0,04	0,38	0,33	0,05	6,0	633	82
242	10,58	191	0,43	5,00	7,08	0,39	0,04	0,38	0,31	0,06	5,6	622	86
284	10,41	194	0,44	4,89	7,19	0,31	0,04	0,39	0,33	0,04	5,7	633	81
314	11,04	183	0,41	4,88	6,60	0,32	0,03	0,38	0,29	0,05	5,3	596	77
354	9,05	223	0,58	5,62	8,27	0,39	0,06	0,47	0,36	0,06	6,5	758	97
379	8,87	248	0,59	4,84	7,99	0,40	0,04	0,43	0,37	0,04	6,2	742	96
420	8,87	248	0,55	2,36	6,86	0,33	0,05	0,42	0,33	0,06	6,2	742	97
440	8,87	248	0,63	4,84	8,44	0,33	0,06	0,39	0,37	0,06	7,1	696	94
480	9,29	237	0,56	2,79	10,00	0,32	0,12	0,41	0,37	0,07	6,8	683	96
490	8,87	228	0,52	2,25	9,45	0,33	0,12	0,43	0,37	0,08	6,1	704	95
500	9,05	242	0,50	3,09	13,79	0,33	0,10	0,43	0,32	0,08	6,1	701	97
530	9,14	240	0,50	4,37	15,95	0,36	0,04	0,43	0,32	0,08	6,4	694	97
580	8,66	178	0,53	2,65	19,03	0,34	0,08	0,43	0,31	0,06	6,3	693	94
615	9,90	189	0,56	1,81	19,27	0,30	0,06	0,54	0,29	0,14	6,3	658	90
675	9,22	185	0,57	2,27	19,17	0,32	0,07	0,42	0,31	0,06	6,4	677	90
748	9,53	196	0,62	3,66	13,10	0,31	0,11	0,44	0,30	0,07	6,2	684	85
803	9,30	201	0,60	0,75	7,19	0,32	0,20	0,41	0,32	0,05	5,9	664	83
858	9,73	192	0,64	14,37	6,46	0,55	0,20	0,50	0,33	0,07	6,0	677	84



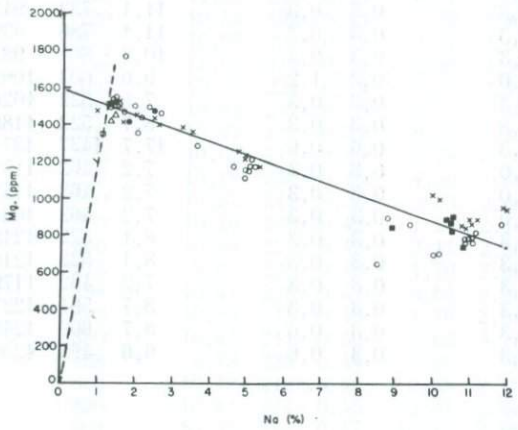
Ф и г. 2. Соотношение содержаний растворенных калия и натрия в пробах различного типа.

Пунктирной линией показана зависимость вариаций этого параметра при эвапоритизации нормальной морской воды.
1—2 пробы интерстиционных вод из колонок осадков: *1* — колонки 118К и 95К, *2* — остальные колонки; *3—6* — гидрографические пробы: *3* — впадина Атлантис II, *4* — впадина Чейн, *5* — впадина Дискавери, *6* — нормальная морская вода.



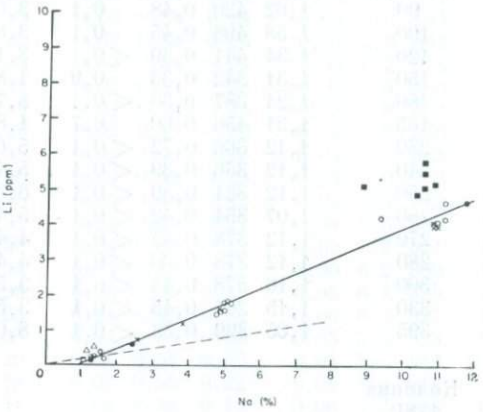
Ф и г. 3. Соотношение содержаний растворенных кальция и натрия в пробах различного типа.

Условные обозначения те же, что на фиг. 2.



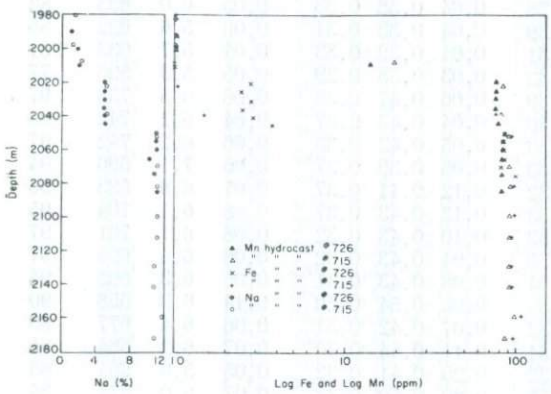
Ф и г. 4. Соотношение содержаний растворенных магния и натрия в пробах различного типа.

Условные обозначения те же, что и на фиг. 2.



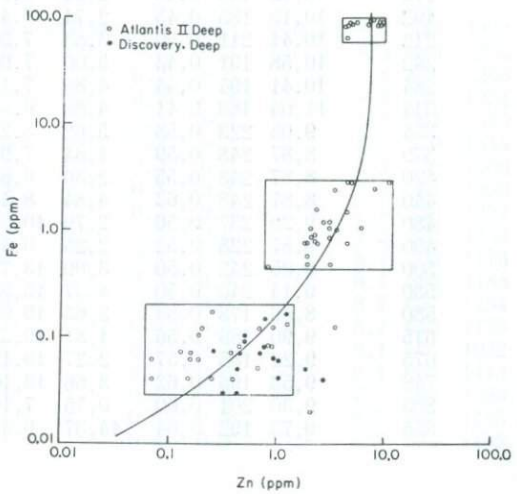
Ф и г. 5. Соотношение содержаний растворенных лития и натрия.

Условные обозначения те же, что и на фиг. 2.



Ф и г. 6. Распределение содержаний натрия, железа и марганца по глубине.

По данным двух гидрографических станций (715 и 726) во впадине Атлантис II. По содержаниям Na и Fe выделяется промежуточный слой рассолов, тогда как содержания Mn во всей толще рассолов однородны.



Ф и г. 7. Соотношение содержаний растворенных цинка и железа в пробах рассолов.

видно, что калий концентрировался медленнее, чем натрий.

Содержание кальция в придонных рассолах как впадины Атлантис II, так и впадины Дискавери возрастает по сравнению с нормальной морской водой более чем в десять раз. Наблюдаются также и промежуточные содержания порядка 2000 млн$^{-1}$ (табл. 2, фиг. 3). Содержание магния уменьшается по сравнению с морской водой примерно вдвое (табл. 2, фиг. 4).

Содержание лития в рассолах возрастает почти в 12 раз по сравнению с нормальной морской водой. При этом количество этого элемента в придонных водах впадины Атлантис II неизменно больше, чем во впадине Дискавери. Во впадине Атлантис II выявлены промежуточные содержания (табл. 2, фиг. 5) лития и других щелочных металлов.

Марганец резко концентрируется в крепких рассолах, где его содержание составляет 100 млн$^{-1}$, тогда как в нормальной океанской воде оно составляет около 2 млрд$^{-1}$. Максимальные концентрации марганца достигаются в слое рассолов очень быстро, так что зона с промежуточными содержаниями, обнаруживаемая по содержаниям щелочных металлов и Fe (фиг. 6), для этого элемента отсутствует. Содержание марганца во впадине Атлантис II неизменно выше, чем во впадине Дискавери.

Содержание железа очень резко возрастает в нижнем слое рассолов во впадине Атлантис II, чего не наблюдается во впадине Дискавери. В одной пробе (станция 715, глубина 2158 м) содержание Fe достигает 107 млн$^{-1}$. В некоторых случаях резкое увеличение содержания железа происходит одновременно с исчезновением кислорода, как это можно видеть при сопоставлении результатов опробования на станции 727 с ранее опубликованными данными [9, 2].

Содержание цинка в рассолах возрастает с глубиной и наиболее тесно коррелируется с содержанием марганца. На фиг. 7, где показана взаимная зависимость содержаний Zn и Fe, можно хорошо видеть существование трех слоев рассолов, различающихся по составу. Во впадине Дискавери цинк присутствует в меньшем количестве, чем во впадине Атлантис II.

Содержание меди и свинца в рассолах увеличивается по сравнению с нормальной морской водой на один или два порядка. Эти элементы распределены в рассолах довольно беспорядочно, их содержания заметно варьируют от слоя к слою. Наивысшие концентрации Cu и Pb установлены во впадине Атлантис II.

Рассолы лишь очень незначительно обогащены кобальтом и никелем по сравнению с морской водой. Как и для других элементов, содержание Ni и Co во впадине Дискавери ниже, чем во впадине Атлантис II. Повышенные содержания этих элементов в пробах станции 722-2 пока не находят объяснения.

Интерстиционные воды. Результаты опробования свидетельствуют, что содержания щелочных металлов в интерстиционных водах осадков впадин Атлантис II и Дискавери и в лежащих выше рассолах близки.

Содержание натрия в интерстиционных водах обеих впадин, так же как и в рассолах, очень велико и значительно больше, чем в водах колонок 118K (вне впадин) и 95K (возвышенность внутри впадины Атлантис II). Содержание кальция возрастает до величины более 6500 млн$^{-1}$ (табл. 3, колонка 128G) и в среднем колеблется в пределах 5000—6000 млн$^{-1}$. В колонках же 118K и 95K оно опять-таки лишь слегка больше, чем в нормальной морской воде. С кальцием хорошо коррелируется стронций, присутствующий в водах колонок из впадин Атлантис II и Дискавери в заметно большем количестве, чем в нормальной морской воде. Содержание магния уменьшается до величин несколько меньше 800 млн$^{-1}$. Калий присутствует в количествах от 2000 до 2500 млн$^{-1}$, а литий обычно в пределах от 4,5 до 6 млн$^{-1}$. В вариациях содержаний этих щелочных металлов

проявляются одинаковые тенденции в рассолах и интерстиционных водах, как это можно видеть при сравнении табл. 2 и 4.

Содержание марганца в интерстиционных водах обычно несколько меньше, чем в придонных рассолах, но в некоторых колонках осадков (128Р в табл. 4) оно, наоборот, больше. В иловых водах осадков впадины Дискавери марганец присутствует в меньшем количестве, чем в колонках осадков из впадины Атлантис II.

В интерстиционных водах осадков медь содержится в большем количестве, чем в рассолах: в некоторых пробах больше в 10—100 раз. Аналогичным образом и содержание свинца в водах осадков неизменно выше, чем в рассолах, на один или два порядка и обычно находится в пределах 3—4 млн$^{-1}$ и лишь изредка составляет бóльшую величину. Даже в колонках 118К и 95К содержание свинца больше, чем в рассолах. Цинк также присутствует в интерстиционных водах в большем количестве, чем в рассолах. В водах некоторых слоев осадков его содержание превышает 100 млн$^{-1}$ (колонка 120К в табл. 3). Содержание кадмия обычно варьирует так же, как и цинка. Так, оба эти элемента в пониженном количестве встречены в колонках 118К и 95К. Содержание кадмия по сравнению с рассолами увеличивается не менее чем на два порядка.

Наконец, интерстиционные воды даже в колонках 118К и 95К устойчиво обогащены также кобальтом и никелем. Среднее содержание кобальта в интерстиционных водах составляет 3—4 млн$^{-1}$, а никеля 2—3 млн$^{-1}$.

В отличие от ряда рассмотренных металлов железо в интерстиционных водах присутствует в меньшем количестве, чем в рассолах, а именно в пределах миллиардных частей. Поскольку для придонных рассолов впадины Атлантис II установлено обогащение железом, можно предположить, что пониженные содержания этого элемента в некоторых колонках осадков обусловлены его выпадением в осадок при хранении колонок и происходившем при этом окислении. В связи с этим систематического определения железа в интерстиционных водах не производилось [1].

Величины pH в интерстиционных водах осадков впадины Атлантис II в среднем колеблются между 6,1 и 6,5, а во впадине Дискавери равны примерно 6,5. Вместе с тем воды из осадков, залегающих на возвышенности внутри впадины Атлантис II (колонка 95К) и вне впадин (колонка 118К), имеют pH выше 7. Величины pH в верхней части колонки 95К и в основании колонки 118К несколько понижены по сравнению с другими частями тех же колонок, что наряду с другими данными служит основанием для предположения о периодическом взаимодействии рассолов, изливавшихся из впадины Атлантис II, и осадков на этих участках.

Значения Eh в интерстиционных водах осадков обычно велики и колеблются от +220 до +575 мВ. Большая часть определений этого параметра укладывается в пределы от +300 до +400 мВ, при этом наиболее низкие его значения установлены в колонке 118К.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При рассмотрении вопроса о происхождении термальных рассолов впадин Атлантис II и Дискавери дискутируются следующие положения:

1. Вода рассолов может быть или переродившейся нормальной красноморской водой, или водой, высвободившейся при переходе гипса в ангидрит. Возможно также участие «вулканических» вод, образовавших-

[1] Следует заметить, что совместно с гидроокисью железа в осадок могли удаляться и некоторые микроэлементы. В случае правильности предположения о выпадении железа в осадок приводимые здесь величины содержаний микроэлементов следует рассматривать как минимальные их количества в растворенном состоянии.

ся в результате прогрева магмой глубокопогребенных пород.

2. Термальные воды возникли в результате вулканической деятельности.

3. В процессе циркуляции термальных вод сквозь осадки, в которых присутствовали пласты эвапоритов, должно было происходить обогащение их Na и Ca за счет выщелачивания галита и гипса. Обогащение калием могло быть обусловлено реакцией рассолов с полевыми шпатами, тогда как магний должен был удаляться из рассолов вследствие связывания в магнезиальные силикаты, например в хлорит. Обогащение рассолов кальцием с одновременным обеднением их магнием могло происходить в результате доломитизации известковых осадков. С этим же процессом могло быть связано выщелачивание Li, Sr и других микроэлементов. Рудные металлы переносились в виде хлоридных комплексов. Сульфат-ион удалялся в результате восстановления органическим веществом осадков.

4. Единственное крупное известное скопление рассолов в Красном море — впадина Атлантис II, в которую периодически поступали термальные минерализованные растворы. При переполнении впадины Атлантис II рассолы переливались через края и поступали во впадину Дискавери.

В соответствии с предложенными ранее гипотезами [12] генезис термальных минерализованных вод связывался со следующими процессами:

а. Эвапоритизация нормальных вод Красного моря.

б. Высвобождение погребенных вод или кристаллизационной воды под воздействием геотермального прогрева.

в. Погружение красноморских вод близ Аденского залива и растворение эвапоритов [4].

г. Погружение нормальной красноморской воды на флангах активной зоны рифта, растворение галита эвапоритов и последующая реакция возникших таким образом рассолов с осадками при стимулирующей роли геотермического тепла, которое обусловливало возникновение градиента плотности, способствующего восходящему движению рассолов [14]. Эта схема, предложенная Уайтом также для объяснения генезиса рассолов озера Солтон-Си в Калифорнии, представляется нам наиболее приемлемой. Единственное возможное дополнение к этой гипотезе — частичное поступление воды из осадков в результате дегидратации гипса.

Любая гипотеза происхождения красноморских термальных рассолов должна объяснить несколько особенностей их химизма — аномально низкое содержание магния, повышенную концентрацию кальция по отношению к натрию, бедность сульфат-ионом и относительно высокие содержания рудных металлов.

Доказательства того или иного источника воды термальных рассолов пока еще недостаточно четкие. Наиболее аргументированная гипотеза, основанная на величинах изотопных отношений $^{18}O/^{16}O$ и D/H, была выдвинута Крейгом [4]. Положенные в основу этой гипотезы определения как будто позволяют предполагать, что вода рассолов поступила исключительно из верхних частей Красного моря. Однако нам представляется, что в настоящее время ограниченное количество произведенных определений изотопных отношений еще не позволяет отрицать в качестве дополнительного источника воды процесс дегидратации гипса. Как это показано в другой статье настоящей книги [7], в осадочном бассейне Красного моря потенциально имеется возможность отделения воды при дегидратации гипса в количествах, на несколько порядков превышающих объемы впадин с термальными растворами.

Для обсуждаемого региона установлены различные признаки современной тектонической активности, и это позволяет считать весьма вероятной циркуляцию вод по трещинам под действием геотермических сил. Обогащение натрием и литием, вероятнее всего, происходило в результате растворения галита, а каль-

цием — в результате растворения гипса при повышенных температурах, хотя дополнительное обогащение всеми этими элементами могло частично происходить и при выщелачивании осадков. Обогащение калием и обеднение магнием частично, вероятно, обусловлено реакциями растворов с глинистыми и другими силикатными минералами. Так, Хелгесон [5] полагает, что в результате реакций калиевого полевого шпата с морской водой образуется хлорит и понижается pH в соответствии со следующим уравнением:

$$2KAlSi_3O_8 + 8H_2O + 5Mg^{2+} \longrightarrow$$
$$\longrightarrow Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 8H^+ + 2K^+ +$$
$$+ 3SiO_2 \text{ (кварц)}$$

Этой реакцией нельзя полностью объяснить содержания обсуждаемых элементов в рассолах, поскольку в соответствии с ней высвобождаются два атома калия и удаляются пять атомов магния, тогда как количество калия в рассолах в шесть раз больше, а магния лишь вдвое меньше, чем в нормальной морской воде. Таким образом, с этой реакцией можно связывать лишь удаление магния, а для обогащения рассолов калием следует предполагать выщелачивание еще какого-то рода. По нашим данным можно видеть в осадках изученных впадин признаки проявления обменных реакций, приводящих к обогащению интерстиционных вод кальцием и литием и обеднению калием по сравнению с развитыми выше рассолами (фиг. 2, 3, 5).

Содержание сульфат-иона в рассолах в три-четыре раза меньше, чем в нормальной морской воде. Каплан и др. [7] объясняют это восстановлением сульфат-иона органическим веществом глинистых сланцев при повышенных температурах и выпадением вследствие этого сульфидов. Очень узкий предел (от $+2$ до $+10‰$) колебаний величины $\delta^{34}S$, установленный в сульфидах впадины Атлантис II (в большинстве случаев величины $\delta^{34}S$ находятся в пределах от $+2$ до $+6‰$), свидетельствует о каком-то крупном источнике серы.

Высокие содержания металлов в рассолах обусловлены их предпочтительной растворимостью в рассолах, обогащенных хлором, с которым Pb, Ag, Cu, Cd и Zn образуют устойчивые комплексы, удерживающие эти металлы в растворе даже в присутствии небольших количеств сульфидной серы. Более высокое содержание этих металлов в интерстиционных водах осадков по сравнению с рассолами, вероятно, объясняется двумя причинами. При образовании твердых окисных и сульфидных фаз рассматриваемые металлы соосаждаются. В осадках содержания металлов значительно больше, чем в рассолах [1, 7]. При соприкосновении рассолов с осадками должно устанавливаться равновесие с переходом части металлов в жидкую фазу.

Стратифицированность осадков во впадине Атлантис II и в меньшей мере во впадине Дискавери свидетельствует, что их седиментация осуществлялась преимущественно циклически, а не непрерывно. Небольшие различия состава рассолов в разных гидрографических пробах, вероятно, отражают неполную смесимость рассолов несколько различного состава. В связи с тектонической активностью рифтовой зоны Красного моря рассолы могли истекать из трещин, в зависимости от близости к последним варьировал их состав. Вероятно, красноморские рассолы не циркулировали столь многократно сквозь осадки, как это предполагается для озера Солтон-Си [5], в связи с чем они и не столь обогащены микроэлементами или калием.

Канал, по которому поступали рассолы, очевидно, находится во впадине Атлантис II. Это предположение основано на большем по сравнению с впадиной Дискавери содержании здесь микроэлементов, а также в связи с установлением в последней отрицательных термических градиентов (температура поверхности осадка ниже температуры рассола [11]). В частности, нами установлены меньшие содержания Li, Mn и Fe в рассолах впадины Дискавери. По-

скольку другие щелочные металлы содержатся в воде впадины Дискавери в больших количествах, можно предполагать, что литий поступал из более локального источника. Значительное уменьшение содержания железа здесь следует связывать с его окислением и выпадением в осадок в момент переливания термальных растворов из впадины Атлантис II во впадину Дискавери. Более подвижный марганец переносился значительно интенсивнее, без выпадения в виде окисла в осадок. Этим объясняется его высокое содержание в промежуточных рассолах впадины Атлантис II, тогда как та же зона обеднена железом (фиг. 6). Возможно также, что нижний слой рассолов насыщен марганцем, и здесь не могли возникнуть еще бóльшие его содержания. Возможно, это обстоятельство приводило к осаждению марганца в виде карбоната [2] в результате пересыщения им придонного рассола и к удалению железа из промежуточной зоны в связи с образованием его гидроокиси. Судя по соотношению изотопов $^{34}S/^{32}S$, состав осадков в двух впадинах должен сильно различаться [7]. Изотопное отношение свидетельствует, что во впадине Атлантис II сульфиды выпадали из небиогенной, относительно гомогенной зоны, тогда как во впадине Дискавери и других окружающих участках (колонки 118К и 95К) они возникли путем биогенного восстановления сульфата. Некоторое обогащение микроэлементами интерстиционных вод колонки осадков 95К и величина $\delta^{34}S$ в основании колонки 118К свидетельствуют, что рассолы из впадины Атлантис II изливались не только во впадину Дискавери, но поступали и в другие участки.

Наши данные не позволяют определить количество и точное местоположение каналов, по которым изливались термальные рассолы. Предварительно можно полагать, что наибольшая активность термальных вод проявлялась поблизости от точки взятия колонки осадков 84К и гидрогуафической станции 715. Однако в связи с растеканием рассолов по дну впадины для более точного выявления каналов, по которым они поступали, необходимы дальнейшие исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bischoff J. L.*, Red Sea geothermal deposits: their mineralogy, chemistry, and genesis, *in* Hot brines in the Red Sea, 1969.
2. *Brewer P. G., Densmore C. D., Munns R., Stanley R. J.*, Hydrography of the Red Sea brines, *in* Hot brines in the Red Sea, 1969.
3. *Brooks R. R., Presley B. J., Kaplan I. R.*, The APDC-MIBK extraction system for the determination of trace elements in saline waters by atomic absorption spectrophotometry, Talanta, **14**, 809, 1967.
4. *Craig H.*, Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines, Science, **154**, 1544, 1966.
5. *Helgeson H. C.*, Solution chemistry and metamorphism, *in* Researches in Geochemistry, P. H. Abelson (ed.), J. Wiley and Sons, New York, 362, 1967.
6. *Helgeson H. C.*, Geological and thermodynamic characteristics of the Salton Sea geothermal system, Am. Journ. Sci., **266**, 129, 1968.
7. *Kaplan I. R., Sweeney R. E., Nissenbaum A.*, Sulfur isotope studies on Red Sea geothermal brines and sediments, *in* Hot brines in the Red Sea, 1969.
8. *Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.*, Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea, Geochim. et Cosmochim. Acta, **30**, 341, 1966.
9. *Munns R. G., Stanley R. J., Densmore C. D.*, Hydrographic observations of the Red Sea brines, Nature, **214**, 1215, 1967.
10. *Presley B. J., Brooks R. R., Kappel H. M.*, A simple squeezer for removal of interstitial water from ocean sediments, J. Marine Res., **25**, 355, 1967.
11. *Pugh D. T.*, Origin of hot brines in the Red Sea, Nature, **214**, 1003, 1967.
12. *Riley J. P.*, The hot saline waters of the Red Sea bottom and their related sediments, *in* Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., M. Barnes (ed.), **5**, 141, 1967.
13. *Ross D. A., Hays E. E., Allstrom F. C.*, Bathymetry and continuous seismic profiles of the hot brine region of the Red Sea, in Hot brines in the Red Sea, 1969.
14. *White D. E.*, Ore forming fluids of diverse origins, Econ. Geol., **63**, 301, 1968.

ГЕОХИМИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛОВ КРАСНОГО МОРЯ

Х. Крейг

Скриппсовский океанографический институт,
Калифорнийский университет, Ла-Холья, Калифорния

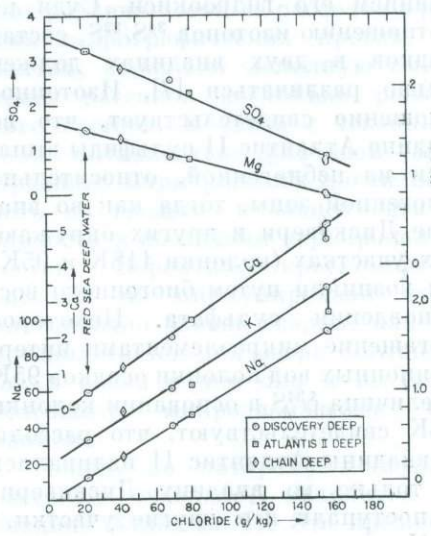
ВВЕДЕНИЕ

Судя по содержанию дейтерия и тяжелого изотопа кислорода, вода геотермальных рассолов Красного моря имеет своим источником нормальные морские воды [6, 7]. Такой же изотопный состав установлен у южного конца Красного моря, поблизости от порога, контролирующего водообмен этого бассейна с Аденским заливом. Этот район подстилается эвапоритовой толщей мощностью несколько тысяч метров, залегающей на кристаллическом фундаменте и воздымающейся местами в виде соляных куполов. Было предположено, что красноморские рассолы возникли в процессе нисходящей циркуляции морских вод в районе близ южного порога моря. В процессе просачивания сквозь эвапоритовые толщи за счет их растворения возрастала соленость воды, а температура могла повыситься в связи с нагревом, обусловленным региональным геотермическим градиентом. Вследствие увеличения плотности по сравнению с нормальной морской водой рассолы опускались и стекали в северном направлении на расстояние до 1000 км, достигая при этом глубины 2000 м и заполняя впадины западнее Мекки, в центральном рифте Красного моря.

Кратко изложенная выше генетическая концепция была сформулирована несколько лет назад. Поскольку за эти годы появились новые геохимические данные, можно внести известные уточнения в картину химизма формирования рассолов. В настоящей статье обобщены данные по геохимии изотопов применительно к проблеме красноморских рассолов, в том числе и недавние определения содержания радиоактивного углерода в рассолах и перекрывающих их нормальных морских водах [9], а также пересмотрены и детализированы соображения о химизме процессов обогащения термальных вод солями.

ХИМИЗМ РАССОЛОВ

В распоряжении автора имеется восемь полных химических анализов



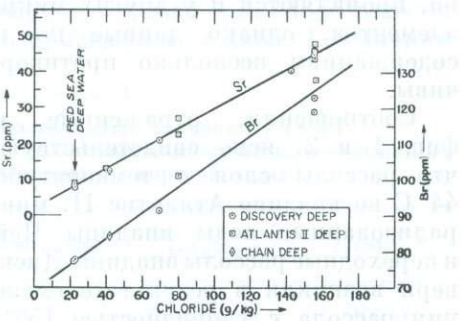
Ф и г. 1. Соотношения хлоридности и содержаний других главных компонентов в рассолах Красного моря.

рассолов и ассоциирующих с ними вод.

На фиг. 1 приведена диаграмма зависимости содержаний в воде главных элементов от хлоридности, построенная по опубликованным дан-

ным [3, 4]. Наблюдающиеся на этой диаграмме линейные зависимости свидетельствуют, что все воды с промежуточной величиной солености, в том числе и рассолы слоя с температурой 44° С во впадине Атлантис II, возникли в результате общего смешения рассола, имеющего хлоридность 156‰, с нормальной глубинной морской водой. От линейной зависимости немного отклоняется лишь содержание калия в рассолах впадины Атлантис II, что, вероятнее всего, объясняется различием методики анализа [3]. На кривой содержаний кальция лишь точка анализа рассола впадины Дискавери отклоняется [4] от линейной зависимости; по данным нового анализа этого рассола [3], содержание в нем кальция такое же, как и во впадине Атлантис II.

Линии смешения для Mg и SO_4^{2-} на фиг. 1 имеют особое значение. Они свидетельствуют, что смешение осуществлялось линейно между рассолами и водами той же по существу солености, как в современных глубинных водах Красного моря. Линейные вариации зависимости концентраций кальция, калия и натрия от хлоридности на фиг. 1 очень близки по наклону к аналогичным зависимостям для процессов эвапоритизации нормальной морской воды и обратного разбавления возникших при этом крепких рассолов. В связи с этим по перечисленным трем соотношениям затруднительно оценить вероятность и масштабы смешения рассолов и эвапоритизированной воды Красного моря. Однако линии зависимостей Mg/Cl и SO_4^{-2}/Cl^- для эвапоритизации располагаются примерно под прямым углом к аналогичным линиям фиг. 1. Из этого следует, что в случае возникновения рассолов промежуточной солености в результате разбавления эвапоритизированной красноморской водой большей солености, чем современные придонные воды, кривые смешения должны были бы иметь значительную выпуклость. Из рассмотрения этих двух кривых становится очевидным, что если разбавление рассолов без дальнейшего смешения произошло одноактно в прошлом, то участвовавшие в этом процессе красноморские воды не могли отличаться по хлоридности от современных придонных вод более чем на одну промилле. В случае же непрерывного смешения



Ф и г. 2. Соотношения хлоридности и содержаний стронция и брома в рассолах Красного моря.

в промежуточных по составу рассолах очень быстро должны были исчезнуть всякие признаки былого участия в этом процессе морской воды, отличающейся по хлоридности от современной.

На фиг. 2 приведена диаграмма того же типа, что на фиг. 1, для двух микроэлементов — Sr и Br. На этом графике, в частности, использованы определения стронция по методу изотопного разбавления [16], на нем также видно, что две пробы рассолов промежуточного состава из впадины Атлантис II и впадины Чейн имеют одинаковое содержание Sr. Приведенные на фиг. 2 зависимости также свидетельствуют о смешении рассола с хлоридностью в 156‰ и нормальной морской воды.

Сопоставления типа только что рассмотренных еще могут быть сделаны по существующим данным только для марганца. Содержания этого элемента в рассолах обоих слоев (соответственно с температурами 56 и 44° С) во впадине Атлантис II одинаковы [3]. По мнению Бишоффа [2], содержание марганца в слое с температурой 44° С буферируется выпадающей в осадок твердой фазой. Содержание железа в рассолах слоя

с температурой 44° С во впадине Атлантис II и во впадине Дискавери несколько ниже, чем в слое рассолов с температурой 56° С, что позволяет предполагать не только разбавление рассолов, но и выпадение этого элемента в осадок в процессе смешения. Аналогичные соотношения, возможно, проявляются и у других микроэлементов, однако данные по их содержаниям несколько противоречивы.

Соотношения, отраженные на фиг. 1 и 2, ясно свидетельствуют, что рассолы слоя с температурой 44° С во впадине Атлантис II, минерализованные воды впадины Чейн и переходные рассолы впадины Дискавери возникли в результате смешения рассола с хлоридностью 156‰ и нормальных глубинных вод Красного моря. При этом процессе большинство компонентов рассола вели себя инертно, но концентрации некоторых микрометаллов в значительной мере определялись химическими реакциями, а также их осаждением или растворением.

КОНЦЕНТРАЦИИ ПЕРВИЧНОГО РАССОЛА

В какой мере рассол с хлоридностью 155,5‰ во впадинах Атлантис II и Дискавери был разбавлен глубинной красноморской водой? В поисках ответа на этот вопрос имеется лишь один путь — оценка верхнего возможного предела разбавления исходя из предположения, что первичный рассол, поступавший в депрессии, был насыщенным, например, NaCl. При добавлении в лабораторных условиях в рассол с хлоридностью 155,5‰ хлорида натрия насыщение наступало при содержании хлора 160,8 г/кг, что соответствует добавлению 12,0 г NaCl на кг ненасыщенного рассола [6]. Известно, что растворимость NaCl при 60° С больше, чем при 25° С в 1,023 раза. Если изучаемый рассол представляет собой смесь морской воды и некоторого исходного рассола, то доля морской воды (f_{SW}) связана с концентрациями некоторого элемента в смешивающихся растворах, содержащих этот компонент, следующим выражением:

$$f_{SW} = \frac{x_B - x_M}{x_B - x_{SW}}, \qquad (1)$$

где x — масса фракции некоторого элемента, а индексы означают: B — первичный неразбавленный рассол, SW — глубинная вода Красного моря, а M — смесь, наблюдающаяся в настоящее время во впадинах (с содержанием хлора 155,5 г/кг). Если принять величину насыщения NaCl в первичном рассоле при 60° С равной 164,5 г/кг, а содержание в нормальных красноморских водах 22,5 г/кг, то в соответствии с приведенным выражением верхний предел доли морской воды (f_{SW}) в рассоле составит около 6%. Точнее оценить эту величину можно при выпаривании рассола досуха, насыщая другую аликвотную часть того же раствора его же солями при температуре 60° С.

Более точную оценку по уравнению (1) можно получить, использовав элемент, у которого содержание в рассоле крайне мало по сравнению с морской водой. В этом случае верхний предел f_{SW} получается при x_B, стремящемся к нулю (1). Лучше всего расчет таким способом произвести по фтору, содержание которого в красноморской воде с соленостью 40,6‰ составляет 1,6 млн$^{-1}$, в рассоле впадины Дискавери — 0,0512 млн$^{-1}$ [4], а в рассоле впадины Атлантис II — менее 0,02 млн$^{-1}$ [3]. Приняв $x_B = 0$, что означает отсутствие фтора в первичном рассоле, $x_M = 0{,}0512$ млн$^{-1}$, мы получим максимальное значение $f_{SW} = 3{,}2\%$. При $x_B > 0$ (наличие фтора в первичном рассоле) доля морской воды будет меньше. Аналогичный расчет с использованием содержания $(NO_3)^-$, определенного Брюером и Спенсером [3], дает верхний предел доли морской воды f_{SW} 5,5%.

Доля некоторого элемента в наблюдаемом рассоле, поступившая из вошедшей в смесь морской воды, определяется выражением

$$f_i(SW) = x_{SW} f_{SW} / x_M, \qquad (2)$$

где x_M — концентрация компонента i в наблюдаемом рассоле (т. е. смеси), а $f_i\,(SW)$ — доля компонента i в смеси, поступившая из морской воды, x_{SW} — концентрация компонента i в красноморской воде с соленостью 40,6‰. Использовав максимальное значение $f_{SW} = 3{,}2\%$, вычисленное по фтору, мы получаем максимальные величины $f_i\,(SW)$ отдельных компонентов, приведенные в табл. 1. В этом пересчете доля фтора, поступившего из морской воды, в силу нашего допущения, конечно, составит 100%.

Величины $f_i\,(SW)$ имеют особенно важное значение при интерпретации вариаций изотопного состава элементов. Так, например, исходя из определения содержаний ^{34}S, был сделан вывод о том, что сульфат-ион поступил в рассолы в результате прямого смешения с нормальными придонными водами Красного моря [18]. Однако, как это можно видеть в табл. 1, лишь 12% SO_4^{2-} в наблюдаемом рассоле могло иметь подобное происхождение, причем это еще верхний предел доли такого сульфат-иона, справедливый при допущении, что в первичном рассоле совершенно отсутствовал фтор. Следовательно, красноморская вода, прямо поступившая в рассол в процессе смешения, представляет собой второстепенный источник SO_4^{2-} в минерализованных водах впадин.

Из табл. 1 также видно, что менее 4,4% воды и 3,0% растворенного неорганического углерода в рассоле поступили из морской воды. Эти величины имеют важное значение для понимания концентраций дейтерия, тяжелого изотопа кислорода, а также ^{13}C и ^{14}C в рассоле. Компонент HCO_3^- в табл. 1 характеризует суммарный растворенный неорганический углерод, представленный бикарбонатным ионом. При вычислении этой величины использованы содержание HCO_3^- в рассоле впадины Атлантис II с температурой 56° С, составляющее 0,143 г/кг [32], и содержание этого же компонента 0,114 г/кг, принятое для морской воды с хлоридностью 19‰.

Для всех остальных компонентов, кроме приведенных в табл. 1, определявшихся при анализе рассолов, величина $f_i\,(SW)$ составляет менее 1%. Компоненты, приведенные в табл. 1, таким образом, относятся к числу имеющих наиболее высокие отношения концентраций x_{SW}/x_M. Необходимо еще раз подчеркнуть, что приведенные в табл. 1 величины

Таблица 1

Максимальные значения $f_i(SW)$ для некоторых компонентов, поступивших в рассолы из морской воды [1]

Компоненты	Рассолоносная впадина [1]	$f_i\,(SW)$, %
F	Дискавери	100,0
SO_4^{2-}	Атлантис II	12,0
I	Дискавери	7,4
Mg	Атлантис II	6,3
H_2O		4,4
HCO_3^-	Атлантис II	3,0
Li	Дискавери	2,7
B	Дискавери	2,2
Br	Атлантис II	2,0
Cl		0,5

[1] Расчет производится на основании количественного баланса фтора при смешении рассолов и нормальной придонной морской воды. Данные определений содержаний элементов в рассолах впадины Дискавери заимствованы в работе [4], по впадине Атлантис II — в работе [3].

$f_i\,(SW)$ представляют лишь максимально возможные значения. Это можно, например, видеть из следующего. В крепких рассолах были определены такие содержания хлора (в г/кг):

Впадина Атлантис II	Впадина Дискавери	Источник
—	155,2	[4]
155,4±0,1	155,5±0,1	[6]
156,0	155,3	[3]

Исходя из данных Брюера и Спенсера [3] и используя уравнение (1), можно подсчитать, что количество морской воды, разбавившей рассолы впадины Атлантис II, составляло всего лишь 0,5%. Поскольку установлено, что в рассоле впадины Дискавери температуры понижаются как кверху, так и книзу [25], широко распространилось мнение об излиянии рассолов из впадины Атлантис II

в смежные с ней депрессии без непосредственного поступления сюда минерализованных растворов снизу. Подобной интерпретации соответствует слабая окисленность рассолов впадины Дискавери. Эти соотношения позволяют полагать, что рассолы впадины Дискавери лишь слабо разбавлены нормальной морской водой, и с данными табл. 1 совпадает величина разбавления морской водой 0,5%. Такое же значение разбавления должно было бы получаться при расчете по натрию в связи с высоким его содержанием в рассолах. Однако величины содержания натрия (92,60 г/кг в рассоле впадины Атлантис II [3]; 92,84 г/кг [4] и 93,05 г/кг [3] в рассоле впадины Дискавери) дают величины разбавления, не соответствующие вычисленным по хлору. Эти содержания натрия лучше увязываются с хлоридностью, отмеченной ранее автором [6, 7]. Обсуждаемые здесь расхождения в определениях содержаний отдельных компонентов почти наверняка отражают трудности хранения и анализа столь концентрированных рассолов, так что следует скорее полагать, что пока не наблюдалось еще сколько-нибудь значительных различий концентраций главных элементов.

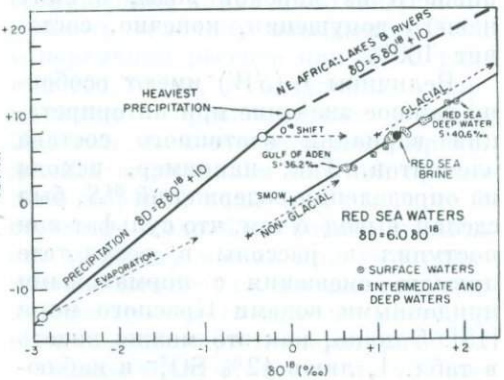
Приведенные в табл. 1 верхние пределы долей компонентов, поступивших в рассолы с нормальной морской водой, зависят в принятом способе их вычисления от концентраций фтора в рассоле и морской воде. Для уточнения этих величин желательно было бы провести особо строгие анализы на фтор рассолов впадины Атлантис II и нормальных придонных вод. Тем не менее уже можно с достаточным основанием считать, что состав рассолов слабо изменился в результате смешения с придонными морскими водами.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВОДЫ

Соотношения дейтерия с тяжелым изотопом кислорода. На фиг. 3 показаны соотношения D — ^{18}O в водах красноморского региона [6, 7]. Величины δ определяются выражением (в $^0/_{00}$)

$$\delta = [(R/R_{SMOW} - 1)] \cdot 10^3,$$

где R — изотопное отношение HDO/H_2O или $H_2{}^{18}O/H_2{}^{16}O$, $SMOW$ — средний стандарт океанической воды, в котором изотопный состав приблизительно отвечает среднему значению в океанической воде. Данные по изотопному составу, использованные на диаграмме фиг. 3, получены по пробам красноморских



Ф и г. 3. Соотношения содержаний дейтерия и тяжелого изотопа кислорода в водах Красного моря.

SMOW — стандарт средней океанской воды; изотопный состав. Вариации содержания изотопов выражены величиной δ ($^0/_{00}$), которая представляет собой меру отклонения от стандарта.

вод, отобранным экспедицией на судне «Зефирус» в сентябре 1962 г. Соленость воды колебалась от $36{,}2^0/_{00}$ в пробах из течения, поступающего в Аденский залив, до $40{,}6^0/_{00}$ в пробах из придонных слоев Красного моря. В Аденском заливе и Индийском океане соленость вод и величина δ неизменно меньше, чем в течении, поступающем в Аденский залив из Красного моря. В Красном море вариации величины отношения $D/^{18}O$ осуществляются вдоль прямой линии с наклоном, равным 6. Эти соотношения обусловлены процессами эвапоритизации, осаждением, притоком и оттоком воды, а также молекулярным обменом [8].

В связи с образованием и таянием континентального ледникового покрова соленость и изотопный состав вод океана в ледниковые и межледниковые периоды меняются. Пунк-

тирными линиями на фиг. 3 показаны максимальные смещения состава *SMOW* (отмеченного крестиками) и соответствующих линий вариаций изотопного состава при полном таянии континентальных ледников [6, 7]. На фиг. 3 также проведена линия (с наклоном 8), соответствующая вариациям изотопного состава при осаждении солей в природных условиях на суше; кроме того, проведена линия

Таблица 2

Изотопный состав воды и содержание Cl в рассолах Красного моря

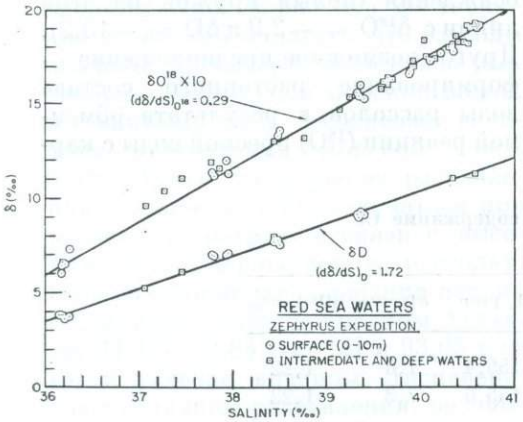
Место опробования	Cl, г/кг	δD, ‰	$\delta^{18}O$, ‰
Впадина Дискавери	155,4	7,6	1,22
Станция 5580 во впадине Дискавери	155,6	7,3	1,22
Впадина Атлантис II	155,3	7,4	1,18
Станция 544 во впадине Атлантис II	155,5	7,6	
Среднее	155,5	7,5	1,21

Содержание тяжелых изотопов в воде характеризуется величиной отклонения от стандарта океанической воды *SMOW*. Определение Cl производилось титрованием по методике Мора.

с наклоном 5, соответствующая эвапоритизации природных вод озер и рек северной Африки. Все эти вариации изотопного состава и факторы, их контролирующие, более полно рассмотрены ранее [8, 6, 7]. Упомянутые выше линии диаграммы фиг. 3 определяют изотопные соотношения в водах возможных источников красноморских рассолов.

В табл. 2 приведены величины изотопных отношений и хлоридности, определенные в пробах рассолов. Изотопный состав рассолов на диаграмме фиг. 3 попадает на линию этого параметра в современных красноморских водах примерно в середине интервала его вариаций в связи с изменениями солености воды. Изотопный состав рассолов впадин Дискавери и Атлантис II идентичен в пределах точности воспроизводимости, а в пределах тех же допустимых отклонений ложится на прямую наблюдающихся вариаций D — ^{18}O в Красном море. Лишь в качестве крайне маловероятного предположения можно было бы принять, что этот изотопный состав возник в результате эвапоритизации вод с изотопным составом, отвечающим исходным пресным водам интервала осаждения (полый кружок на этой линии с $\delta^{18}O = -2{,}9$ и $\delta D = -13{,}2$). Другое возможное предположение — формирование изотопного состава воды рассолов в результате обменной реакции (^{18}O) пресной воды с карбонатными минералами. Это так называемое «изотопное смещение», установленное в континентальных геотермических областях, не влияет на концентрацию дейтерия [5]. Маловероятность любого из этих двух предположений видна уже из того, что для их реализации необходимы как точно фиксированный изотопный состав исходной воды (поскольку фиксированы наклоны вариаций изотопного отношения в процессах), так и однородное проявление только одного какого-либо процесса (эвапоритизации или обмена тяжелым изотопом кислорода). Только при соблюдении этих двух условий траектории изменения изотопного состава пресных вод могут пересечься с линией изотопных составов красноморских вод. Подобное совпадение настолько маловероятно, что обе гипотезы разумнее отвергнуть и обратиться к наиболее простому и логичному предположению о прямой генетической связи воды рассолов с водами Красного моря.

Более точно природу исходной воды рассолов можно определить по графику соотношения изотопного состава и солености вод Красного моря, приведенному на фиг. 4. Величины

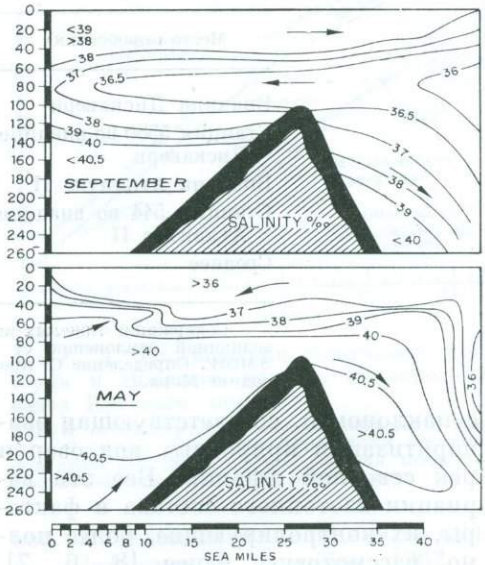


Ф и г. 4. Соотношения изотопного состава и солености в водах Красного моря.

В воде соленостью 38,2 $\pm$ 0,2‰, исходной для рассол ов, δD составляет + 7,5, $\delta^{18}O$ равна + 1,2. Кружк и — приповерхностные воды (глубина от 0 до 10 м). Квадратики — глубинные и придонные воды. Диаграмма приведена по данным определений, выполненных экспедицией на судне «Зефирус».

содержания дейтерия и тяжелого изотопа кислорода рассолов (табл. 2) соответствуют изотопному составу красноморской воды с соленостью 38,2 $\pm$ 0,2‰. Вода с такой соленостью известна лишь в южном конце Красного моря, вплоть до южного его порога у 13°4′ с.ш. близ островов Эль-Ханиш-эль-Кебир.

На фиг. 5 показаны сезонные изменения профиля солености над южным порогом по данным Томпсона [30]. На верхнем разрезе показана ситуация, создающаяся здесь летом, когда господствуют север-северо-западные ветры. В этот период у поверхности моря возникает течение воды повышенной солености в Аденский залив и обратное течение вод с соленостью около 36,4‰ непосредственно над порогом. В периоды приливов иногда и на глубине происходит вытекание из Красного моря вод повышенной солености. В конце сентября характер течений изменяется: они движутся по зимней схеме, показанной на нижнем профиле для мая, последнего месяца зимнего сезона. В этот период господствуют ветры юго-восточного направления, обусловливающие приповерхностное течение внутрь Красного моря с оттоком глубинных красноморских вод высокой солености (в среднем 40,3‰) непосредственно над порогом. Позднее эти наблюдения были подтверждены, и в июне непосредственно над порогом было установлено присутствие воды с соленостью 40,2‰ [24], тогда как Томпсон установил здесь воды с соленостью 40,4‰. Таким образом, среднегодовая соленость



Ф и г. 5. Сезонные колебания солености воды в районе южного порога Красного моря [30].

Шкала слева — глубина моря, м.

вод непосредственно над порогом должна быть очень близка к величине 38,2‰.

В конце зимнего сезона в Красном море вода с соленостью 38,2‰ распространяется до 19,5° с.ш. [30]. Проходящая на глубине изогалина 38,2‰ несколько поднимается вверх в северном направлении и выходит на поверхность моря на этой широте. Далее к северу воды имеют большую соленость на всех глубинах. В июне наблюдалось [24] распространение вод с соленостью 38,2‰ на север примерно до 18,5° с.ш. Летом изогалина 38,2‰ смещается к югу и на-

блюдается на двух глубинах, облекая ядро с меньшей соленостью. В сентябре 1962 г. автор настоящей статьи близ 15,5° с.ш. установил на глубине 96 м присутствие воды с соленостью 38,2‰, тогда как на поверхности моря соленость была 38‰, а в промежутке располагались воды с меньшей соленостью. По данным экспедиции Скриппсовского океанографического института на судне «Зефирус», близ 16,5° с.ш. изогалина 38,2‰ наблюдалась на глубинах 35 и 80 м, облекая толщу вод с меньшей соленостью; к северу глубины этой изогалины сближались и примерно у 17,5° с. ш. изогалина 38,2‰ исчезала. Таким образом, значительные массы воды со средней соленостью 38,2‰ в течение всего годового цикла сплошным фронтом или, перемежаясь с водами большей или меньшей солености, распространяются на север примерно до 18° с. ш. или скорее до 17° с. ш. Из всех этих сопоставлений следует вывод о том, что воды с исходной соленостью 38,2‰ для достижения впадин с рассолами должны были течь под дном на расстояние 500—900 км; последняя цифра соответствует всему расстоянию от южного порога Красного моря до рассолоносных депрессий.

Таблица 3

Содержание растворенных газов [1] в воде и рассолах Красного моря

Газ	Морская вода [2]	Рассол впадины Атлантис II	Рассол впадины Дискавери
N_2, см³/кг	8,05	13,09	13,49
ΔN_2, см³/кг		5,04	5,44
Ar, см³/кг	0,2110	0,2110	0,2320
ΔAr, см³/кг		0,000	0,021
ΣCO_2, млн$^{-1}$	(125)	184,7	39,4
$\Delta\Sigma CO_2$, млн$^{-1}$		59,7	—85,6
$\delta^{13}C$, ‰	(—1)	—5,6	—16,8
$\delta^{13}C$ (ΔCO_2), ‰		—15,2	+6,3

[1] Содержания газов вычислены по данным Вейсса [32] и выражены в см³ (н.т.д.)/кг рассола. Величины Δ представляют собой избыточные содержания газов в рассолах по сравнению с морской водой. Величины δ даны по сравнению с изотопным стандартом PDB-1.
[2] Соленость 38,2‰, температура 28° С.

Генетическое значение растворенных в рассолах газов. В табл. 3 приведены содержания N_2, Ar и ΣCO_2 в кубических сантиметрах газа на килограмм воды с соленостью 38,2‰. Эти цифры получены пересчетом данных по содержанию газов в рассолах впадин Атлантис II и Дискавери [32] посредством их умножения на коэффициент 1,295, являющийся отношением величины содержания воды в морской воде с соленостью 38,2‰ к ее содержанию в рассоле. Эта операция позволяет нам избежать влияния привноса или выноса солей в предполагаемых исходных водах. В таблице приведены также данные по содержаниям тех же компонентов в морской воде с соленостью 38,2‰ в условиях равновесия ее с воздухом при давлении насыщенных паров воды 1 атм. Величины содержания N_2 и Ar даются по экспериментальным данным [32], тогда как величина ΣCO_2 грубо оценена исходя из определений этого параметра в поверхностных и глубинных водах Тихого океана [33].

Величина солености морской воды 38,2‰ использована в табл. 3 в связи с тем, что, как это отмечалось выше, по соотношению изотопов D — ^{18}O именно такой соленостью должны были обладать исходные воды рассолов. По диаграмме взаимозависимости солености и температуры вод Красного моря [24] находим, что соленость 38,2 ± 0,1‰ у красноморской воды бывает только при температуре 28 ± 1° С. Отсюда

следует, что при условии инертного поведения газов их содержания в рассолах при пересчете на предполагаемую по изотопным данным исходную воду должны совпасть с величинами их насыщения в красноморской воде (соленость 38,2‰) при температуре 28°. В табл. 3 видим, что для Ar в рассоле впадины Атлантис II эти величины действительно идентичны. Приведенные пределы погрешности температуры (±1° С) и солености (±0,1‰) соответствуют вариациям содержания Ar (±0,004) и N_2 (±0,1). Вейсс [32] использовал отмеченные соотношения для определения минимальной температуры, исходной для рассола морской воды. Он также показал, что концентрации Ar и N_2 в рассолах резко отличаются от равновесной растворимости этих газов в рассоле. Таким образом, данные по содержанию аргона в рассолах веско подкрепляют выдвинутое на основании изотопных отношений D — ^{18}O предположение об источнике воды в рассолах Красного моря.

В рассолах впадины Дискавери аргона присутствует примерно на 10% больше, чем в Атлантис II. Предполагается, что этот избыточный аргон представлен радиогенным изотопом ^{40}Ar. Это положение находится в соответствии с представлением о поступлении рассолов во впадину Дискавери в результате их пассивного переливания из переполненной впадины Атлантис II [32]. Присутствие избыточного азота в рассолах обеих впадин в количестве 5 см³/кг объясняется [32] разложением органического вещества в осадках, как это обычно трактуется для грунтовых вод. Появление такого количества азота в результате окисления NH_3 должно сопровождаться поглощением кислорода (около 7,5 см³/кг), тогда как растворимость O_2 в исходной морской воде составляла примерно 4,1 см³/кг. В связи с этим можно полагать, что по крайней мере половина избыточного азота, вероятно, возникла в результате денитрификации нитрата или нитрита в осадках. Таким, как установлено, обеднением рассолов нитратом по сравнению с нормальной красноморской водой [4] можно объяснить лишь образование 3% избыточного азота. Поскольку содержание N_2 и Ar в рассолах выше, чем в перекрывающих их придонных водах, появление их избытка нельзя объяснять прямым смешением рассолов и придонных вод. В дальнейшем следует произвести определение изотопного состава азота рассолов, что позволит оценить справедливость предположения о выделении избыточного N_2 из осадков.

Из табл. 3 видно, что в рассолах впадины Атлантис II по сравнению с морской водой присутствует избыток CO_2, достигающий 32%. Вместе с тем во впадине Дискавери содержание CO_2 составляет лишь 20% ее концентрации во впадине Атлантис II или около 30% содержания в исходной морской воде. По изотопному составу углерода рассолы двух впадин отличаются друг от друга и от предполагаемой изначальной морской воды. В таблице также приведены средние величины $\delta^{13}C$ для CO_2, которая должна быть добавлена в морскую воду или удалена из нее для того, чтобы создались наблюдающиеся в рассолах концентрации. Средняя величина δ, равная —15,2‰ для избыточной CO_2, введенной в воду впадины Атлантис II, вполне характерна для углерода, возникшего в качестве смеси тяжелых карбонатов и легкого органического вещества, как это имеет место в грунтовых водах или в среднем изотопном составе фораминифер. Средняя же величина δ 6,3‰, вычисленная для CO_2, удалившегося из вод впадины Дискавери, гораздо ближе к изотопному составу карбоната, химически осаждающегося из морской воды. Значение этих величин рассматривается в следующем разделе.

Изучение газов, растворенных в рассолах, в настоящее время продолжается. Для обоснования выдвинутых положений необходимы детальные исследования. Однако уже имеющиеся данные вполне определенно

свидетельствуют, что концентрации инертных газов представляют собой очень важный индикатор в деле изучения геотермальных вод.

МЕХАНИЗМ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ СОЛЕЙ В РАССОЛАХ

Содержание большинства компонентов в рассолах значительно больше, чем в морской воде, однако некоторые элементы, в частности магний, присутствуют, наоборот, в меньших концентрациях. При оценке баланса вещества удобно классифицировать компоненты по относительным коэффициентам увеличения их содержания в рассолах по сравнению с предполагаемой первичной морской водой соленостью 38,2‰. Эти коэффициенты характеризуют количества добавленных к морской воде или удаленных из нее компонентов. Коэффициенты концентраций компонентов определяются выражением

$$E_i = \frac{(C_i/C_w)_{\text{рассола}}}{(C_i C_w)_{SW}}, \qquad (3)$$

где C_i и C_w — концентрации компонента i и воды (г/кг), а индекс SW означает нормальную морскую воду с соленостью 38,2‰. В рассматриваемом процессе E_w, конечно, равно единице. Значение величин $E > 1$

Таблица 4

Коэффициенты концентрации компонентов в красноморских рассолах по сравнению с нормальной морской водой соленостью 38,2‰

Компоненты	Содержания[1], г/кг		Коэффициент концентрации	Источник сведений
	рассол	морская вода		
Pb	$6{,}3\cdot10^{-4}$	$3\cdot10^{-8}$	27 200	[3]
Mn	$8{,}2\cdot10^{-2}$	$4{,}2\cdot10^{-6}$	25 300	»
Fe	$8{,}1\cdot10^{-2}$	$<2\cdot10^{-5}$	$>5\,200$	»
Zn	$5{,}4\cdot10^{-3}$	$<5\cdot10^{-6}$	$>1\,400$	»
Ba	$9\cdot10^{-4}$	$16{,}7\cdot10^{-6}$	70	[23]
Cu	$2{,}6\cdot10^{-4}$	$5{,}5\cdot10^{-6}$	61	[3]
Ca	5,15	0,450	15	[3]
Si *	$2{,}76\cdot10^{-2}$	$2{,}4\cdot10^{-3}$	15	[4]
Na **	92,85	11,75	10	[3]
Cl **	155,5	21,13	9,5	»
Sr	$4{,}8\cdot10^{-2}$	$8{,}9\cdot10^{-3}$	7	»
K	1,87	0,423	5,7	»
Br	0,128	$7{,}36\cdot10^{-2}$	2,2	[3]
B ***	$7{,}8\cdot10^{-3}$	$5{,}1\cdot10^{-3}$	2,0	[4]
Li	$2{,}62\cdot10^{-4}$	$2{,}07\cdot10^{-4}$	1,6	»
HCO_3^-	0,143	0,125	1,5	[32]
H_2O	742,50	961,65	1,00	[3]
Mg	0,764	1,413	0,70	[3]
I	$3{,}0\cdot10^{-5}$	$6{,}5\cdot10^{-5}$	0,60	[4]
SO_4^{2-}	0,84	2,96	0,37	[3]
NO_3^{2-} *	$4{,}4\cdot10^{-5}$	$7{,}5\cdot10^{-4}$	0,08	[4]
F	$5{,}12\cdot10^{-5}$	$1{,}4\cdot10^{-3}$	0,05	»

[1] За исключением B, I и NO_3^{2-} (впадина Дискавери), все определения содержаний компонентов в рассолах приведены для впадины Антлантис II.

* Содержание этого компонента получено по общим данным для природных вод Красного моря посредством нормализации применительно к солености 38,2‰.

** Содержание этого компонента было несколько откорректировано (см. текст).

*** Содержание B в рассолах впадины Антлантис II, по данным Миллера и др. [23], составляет $11\cdot10^{-3}$, что соответствует коэффициенту концентрации 2,8.

свидетельствует о привносе компонента в исходную воду, тогда как $E < 1$ означает удаление компонента из первичной морской воды. В табл. 4 приведены коэффициенты концентрации для различных компонентов и их содержания, использованные для вычисления этих коэффициентов. Приняты преимущественно содержания компонентов в рассолах впадины Атлантис II и лишь в случае отсутствия таких величин по этой впадине использовались определения компонентов в рассолах впадины Дискавери.

В пересчетах к табл. 4 и в дальнейшем приняты величины содержаний Na и Cl, приведенные Брюером и Спенсером [3], но несколько откорректированные, поскольку в анализах этих авторов имеется избыток анионов над катионами на 0,5% эквивалента. Ранее уже отмечено, что содержание хлора (156,03 г/кг) в пробе, проанализированной Брюером и Спенсером, выше, чем в рассолах впадин Атлантис II и Дискавери [3]. При этом установлено [6], что содержание Cl в рассолах обеих впадин одинаково и составляет 155,5 г/кг. Содержание Na в рассоле впадины Атлантис II [3] меньше, чем в рассоле впадины Дискавери [4]. Эти расхождения и отразились в разнице суммы катионов и анионов рассолов. Нами были приняты как наиболее вероятные следующие величины содержаний: хлора 155,5 и натрия 92,85 г/кг. При этом общая концентрация растворенных солей (в том числе общей углекислоты в виде HCO_3^-) в рассоле впадины Атлантис II составляет 257,50 г/кг.

В табл. 4 видно, что по коэффициентам концентрации компоненты рассола можно разделить на четыре класса: 1) металлы (Mn, Fe и т. д.) с коэффициентами концентрации от 50 до 27 000; 2) нормальные компоненты (Na, K, Ca и Si), по коэффициентам концентрации (10 ± 5) близкие к хлору; 3) микрокомпоненты, почти не претерпевшие обогащения, с коэффициентами от 1 до 2; 4) компоненты с коэффициентом концентрации меньше единицы (Mg, SO_4^{2-}, F и I), и следовательно, удаленные из первичной морской воды. Обогащение солями по сравнению с начальной морской водой (с соленостью 38,2‰, т. е. 38,5 г/кг) составит

$$(Z_A - Z_S) = 1000 \left(\frac{C_{W-SW}}{C_{W-B}} - 1 \right) = 295{,}1 \text{ г/кг},$$

где Z_A — общая масса прибавившихся, а Z_S — масса удаленных из рассола компонентов. Величина Z_S определяется выражением

$$Z_S = \sum_S C_{i-SW} - 1{,}2951 \sum_S C_{i-B}, \quad (4)$$

в котором суммируются компоненты с коэффициентами обогащения меньше единицы (Mg, I, SO_4^{2-}, F). Итак, получаем следующие величины суммарных содержаний компонентов, сконцентрировавшихся в рассоле и удаленных из первичной морской воды соленостью 38,5‰:

$Z_S = 2{,}30$ г/кг (удаленные соли),

$Z_A = 297{,}4$ г/кг (сконцентрировавшиеся соли),

Состав сконцентрировавшихся солей. По величинам $(Z_A - Z_S)$ и Z_A для рассола можно вычислить массы различных компонентов в общей сумме компонентов, сконцентрировавшихся в 1 кг морской воды, по формуле

$$x_{i-A} = \frac{1{,}2951 C_{i-B} - C_{i-SW}}{297{,}4}, \quad (5)$$

где x_{i-A} — массовая доля компонента i в сконцентрировавшихся солях, C_{i-B} — концентрация компонента i в рассоле, а C_{i-SW} — концентрация того же компонента в морской воде соленостью 38,2‰. В табл. 5 приводится вычисленный состав сконцентрировавшихся солей, главные компоненты выражены в виде хлоридов. Можно видеть, что 99,8% сконцентрировавшихся солей составляют NaCl, KCl и $CaCl_2$, среди которых доминирует NaCl (93%). Количества остальных компонентов колеблются от 1 до 300 млн$^{-1}$. В целом состав сконцентрировавшихся солей вполне

типичен для сильвин-галитовых зон эвапоритовых отложений. В детальном обзоре химизма эвапоритовых осадков [28] приводятся следующие средние содержания микропримесей в галитовых породах морских эвапоритов (в млн$^{-1}$): Sr 52 — 180, Si 22 — 240, Cu 1 — 6,5; Ni 1,6 — 3,5, Pb 1 — 5, Ba 1 — 3; содержание брома в сильвин-галитовых породах колеблется от 140 до 3300 млн$^{-1}$, а бора (по двум сериям определений в галитовых породах) — от 50 до 379 млн$^{-1}$. Все эти величины вполне сопоставимы с составом сконцентрировавшихся солей, приведенным в табл. 5. Содержание железа в сильвин-галитовых породах колеблется от 21 до 448 млн$^{-1}$. Лишь содержания Mn и Zn в сконцентрировавшихся солях значительно выше, чем в галитовых породах, в которых содержание марганца составляет до 20 млн$^{-1}$, а цинка — около 3 млн$^{-1}$. В эвапоритовых толщах эти два элемента концентрируются в ангидритовых и гипсовых зонах, а также соляных глинах.

Можно провести и более прямое сопоставление сконцентрировавшихся в излучаемом рассоле солей и состава рассолов, отобранных вблизи соляных куполов. В табл. 5 приведен пересчитанный на безводную основу состав солей в водах двух соляных куполов в штате Луизиана [36]. Проба из Тимбалир-Бей отобрана в плиоценовых песках на глубине 1800 м, минерализованные воды имели здесь температуру 70° С. Скважина, в которой была отобрана эта проба, проходила на северном фланге соляного купола, встреченного на глубине 2370 м. Вторая проба рассола отобрана на глубине 2500 м в миоценовых песках на расстоянии всего лишь 60 м от соляной залежи, в апикальной части купола Вест-Бей, для которого отмечено отсутствие ангидритовой покрышки. Температура рассола составляла 42° С, а в забое скважины 87,5° С. Эти два анализа, вероятно, наиболее представительны для вод, соприкасавшихся с соляными куполами. Можно видеть, что, за исключением повышенного количества марганца, содержания многих элементов в концентрировавшихся солях красноморских рассолов оказались близки к концентрациям тех же элементов в пробах вод солян х куполов. Некоторые элементы, однако, присутствуют в красноморских рассолах в значительно меньшем количестве, чем в водах соляных куполов. В эту группу входят Mg, Li, F, I, Ba и, возможно, B. Причины подобного поведения этих элементов будут рассмотрены ниже.

Была рассмотрена [35] зависимость отношений Ca/Cl и K/Na в природных водах от их генезиса и процессов взаимодействия минералов. Солянокупольные и красноморские рассолы на диаграммах Ca/Cl — Cl [35] оказываются более близкими друг к другу, чем к другим типам вод. Отношение K/Na в красноморских рассолах соответствует типу, характерному для наиболее низкотемпературного ($< 100°$ С) взаимодействия вод с минералами, и также наиболее сходно с величиной этого отношения в солянокупольных водах. Содержания Na и K в рассолах, вероятно, не бывают равновесными с твердыми фазами, тем не менее величина их отношения позволяет считать, что рассолы не находились сколько-нибудь продолжительное время в контакте с полевыми шпатами и слюдами при высоких температурах.

В общем состав сконцентрировавшихся в красноморских рассолах солей соответствует всем известным данным о составе вод, которые могли возникнуть в результате растворения солей сильвин-галитовой зоны эвапоритовых толщ или соляных куполов. Для возникновения высоких концентраций микроэлементов в рассоле достаточны их содержания в первичных отложениях порядка миллионных долей и, возможно, за исключением марганца и цинка, содержания этих элементов в рассоле не выше расчетных. Даже содержания марганца и цинка не сильно превышают их количества в солянокупольных водах (табл. 5).

Таблица 5

Сопоставление избыточных, по сравнению с нормальной морской водой (соленость 38,2‰) содержаний компонентов в рассолах Красного моря и состава рассолов соляных куполов в штате Луизиана

Компоненты	Избыточные содержания в рассолах Красного моря	Рассолы Луизианы	
		Тимбалир-Бей [1]	Вест-Бей [2]
Содержание главных компонентов, %			
NaCl	92,7	89,9	81,2
KCl	1,3	0,3	0,8
$CaCl_2$	5,8	5,0	12,7
$MgCl_2$		2,85	2,09
SO_4^{2-}		0,002	0,08
HCO_3^-	0,020	0,10	0,06
Содержание микроэлементов, млн$^{-1}$			
Sr	179	76	900
Br	310	591	1,964
B *	17	138	47
Si	112	83	37
Li *	0,45	38	95
F *		7,5	7,0
I *		131	90
Mn	357	7,6	150
Fe	353	59	550
Zn	23,5		25
Cu	1,11	0,14	2,0
Co	0,7		
Ni *	1,5	10,3	10,5
Pb	2,74		3,0
Ba	3,86	1,032	85

[1] Проба отобрана в пределах нефтеносного поля Тимбалир-Бей на участке развития одноименного соляного купола в Лафурш-Париш, штат Луизиана. В анализе рассола [36] приводится содержание хлора 89,7 г/кг; при этом наблюдается избыток Cl в 1,7% по сравнению с величиной, необходимой для электронейтрального баланса содержаний катионов и анионов.

[2] Проба рассола из соляного купола Вест-Бей, Плакминс-Париш, штат Луизиана [36]. При указанном содержании хлора 124,0 г/кг избыток этого компонента по сравнению с его количеством, необходимым для электронейтрального баланса катионов и анионов, составляет 2,5%.

* Вычислено по определению этого компонента в рассоле впадины Дискавери. По данным Миллера и др. [23], содержание бора в рассоле впадины Атлантис II составляет 31 млн$^{-1}$.

Изотопные отношения в сконцентрировавшихся солях. Изотопный состав свинца из рассола впадины Атлантис II сопоставлялся с изотопным составом этого элемента в кайнозойских рудах Саудовской Аравии и Египта [12]. В рудном свинце наблюдаются значительные вариации изотопных отношений, тем не менее в целом можно констатировать сильное сходство по отношениям $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ свинца из рассолов и из третичных рудных жил района Рабиг в Саудовской Аравии, а также в галенитах миоценовых гипсовых и известковых осадков Египта (месторождения Умм-Рейг, Умм-Анс, Бир-Ранга). Во всех этих определениях свинец по изохроне принадлежит к нормальному третичному типу J и имеет отношение $^{208}Pb/^{204}Pb$, близкое к нулю. По этому признаку он резко отличается от свинца из докембрийских руд. Эти особенности изотопного состава свинца рассолов именно такие, какими свинец должен был бы обладать при выщелачивании его из третичных эвапоритовых толщ.

Изотопный состав стронция рассолов близок к характерному для карбонатов морского происхождения [16]. Это также подтверждает предположение, что он был извлечен из морских осадков или раковин морских организмов.

УДАЛЕНИЕ СОЛЕЙ ИЗ РАССОЛА

В красноморских рассолах коэффициент концентрации меньше единицы имеют магний, сульфат-ион, йод, NO_3^{-1} и фтор. Количество компонента, удаленного из первичной морской воды соленостью 38,2‰ (в г/кг исходной морской воды), определяется выражением

$$Z_{i-S} = C_{i-SW} - 1{,}2951 C_{i-B}. \quad (6)$$

По этой формуле определяются следующие количества и относительные потери содержания отдельных компонентов:

$$Mg = 0{,}424 \text{ г/кг} \quad (30{,}0\%)$$
$$SO_4^{2-} = 1{,}872 \text{ г/кг} \quad (63{,}2\%)$$
$$I = 2{,}61 \cdot 10^{-5} \text{ г/кг} \quad (40{,}2\%)$$
$$NO_3^- = 6{,}9 \cdot 10^{-4} \text{ г/кг} \quad (92{,}4\%)$$
$$F = 1{,}33 \cdot 10^{-3} \text{ г/кг} \quad (95{,}0\%)$$

В сумме количество удаленного вещества составляет $Z_S = 2{,}30$ г/кг. Отношение SO_4^{2-}/Mg в удаленном веществе равно 4,4, что близко к стехиометрическому отношению этих компонентов в $MgSO_4$, равному 4. Расхождение находится в пределах аналитической ошибки, так что следует с доверием отнестись к предположению об удалении этих компонентов в виде $MgSO_4$. Содержания фтора, йода и NO_3^- определялись лишь в рассолах впадины Дискавери [4], в которых концентрации микроэлементов обычно значительно меньше, чем в рассолах впадины Атлантис II, так что, возможно, ранее были приняты завышенные количества удаленных компонентов. Однако Брюер и Спенсер [3] указывали, что содержание фтора в рассолах впадины Атлантис II было ниже чувствительности определения ($2 \cdot 10^{-5}$ г/кг), тогда как для рассола впадины Дискавери указано содержание фтора $5 \cdot 10^{-5}$ г/кг [4]. Таким образом, можно полагать, что содержание фтора по крайней мере во впадине Атлантис II не больше, чем во впадине Дискавери.

Следует отметить, что все удаленные компоненты присутствуют в сильвин-галитовых зонах эвапоритовых осадков в очень незначительных количествах [28]. Фтор в эвапоритах встречается главным образом в сульфатных пластах, тогда как йод, очевидно, удаляется в атмосферу в процессе эвапоритизации. Можно полагать, что уменьшение их содержания в рассолах по сравнению с исходной морской водой не столько обусловлено реальным удалением, сколько разубоживанием в результате поступления вещества при растворении эвапоритов. Фтор и литий встречаются в значительно больших концентрациях во всех так называемых вулканических водах [35]. Величины отношений Li/Na ($3 \cdot 10^{-6}$) и F/Cl ($3 \cdot 10^{-7}$) в красноморских рассолах представляют собой наименьшие значения, отмечавшиеся для вод высокой солености [36]. Это в сильной мере противоречит предположениям о сколько-нибудь заметном участии магматических или вулканических вод в формировании изучавшихся рассолов.

Изотопный состав сульфатной серы. В сульфат-ионе, растворенном в красноморском рассоле, определен следующий изотопный состав серы [18] и кислорода [22]:

	$\delta^{34}S$,‰	$\delta^{18}O$,‰
Красноморский рассол	20,3	7,3
Нормальная вода Красного моря	20,3	9,5

Данные по содержанию ^{34}S относятся к рассолу впадины Атлантис II. Определения ^{18}O производились как во впадине Дискавери ($\delta = 7{,}5$), так и во впадине Атлантис II ($\delta = 7{,}2$). Содержание ^{18}O в сульфат-ионе нормальных вод Красного моря соответствует $\delta = 9{,}3$ в глубинных водах и $\delta = 9{,}6$ в водах течения, поступающего из Аденского залива. (Данные по изотопному составу серы приведены по отношению к атмосферному серному стандарту, а для кислорода — по отношению к среднему стандарту океанической воды — *SMOW*.)

В предыдущих разделах было показано, что содержания хлора и фтора в рассолах не позволяют предполагать значительного поступления в рассолы сульфат-иона в результате

прямого смешения с перекрывающей нормальной морской водой (табл. 1). Кроме того, было обосновано также положение о том, что сульфат-ион действительно *удалялся* из исходной воды, причем эта потеря составила 63% начальной концентрации компонента. Эти положения вместе с приведенными изотопными данными позволяют говорить о прямом соответствии $\delta^{34}S$ сульфат-иона рассола значению того же параметра в изначальной морской воде, за счет которой сформировался рассол, и об отсутствии в процессе удаления SO_4^{2-} какого-либо фракционирования изотопов серы. Таким образом, приведенные изотопные данные еще раз свидетельствуют в пользу концепции образования красноморских рассолов за счет нормальной морской воды.

Наибольшее уменьшение концентрации ^{18}O в рассолах по сравнению с сульфат-ионом в нормальной воде Красного моря, вероятно, отражает приближение к изотопному равновесию, соответствующему повышенной температуре рассола, поскольку при подобных температурах обмен изотопами кислорода, вероятно, осуществляется за период менее 100 лет [22]. Не исключено также, что и в процессе удаления вещества осуществлялось некоторое фракционирование изотопов кислорода. Тем не менее по содержаниям изотопов ^{34}S и ^{18}O красноморские рассолы соответствуют сульфат-иону морской воды больше, чем любым другим субстанциям. В связи с этим отметим, что и вообще сульфат-ион природных рассолов ближе всего соответствует по изотопному составу SO_4^{2-} морской воды. Это вытекает из диаграммы в координатах ^{34}S и ^{18}O, составленной по обширному ряду определений этого соотношения в баритах, геотермальных водах и рапе соляных озер. Таким образом, данные по изотопному составу как серы, так и кислорода позволяют утверждать, что небольшое количество сульфат-иона в красноморских рассолах имеет остаточную природу и что из первичной морской воды большая часть SO_4^{2-} была удалена в результате некоторого процесса, не сопровождавшегося фракционированием изотопов серы.

Изотопный состав серы в красноморских рассолах и осадках довольно детально изучен Капланом и др. [20]. Эти исследователи установили, что $\delta^{34}S$ равна $20 \pm 2‰$ в сульфат-ионе всех вод впадин Атлантис II и Дискавери, причем различия этого параметра в рассолах с температурами 44 и 56° С во впадине Атлантис II и в рассолах впадины Дискавери и перекрывающих их придонных морских водах незначительны. В этих цифрах не обнаруживается корреляции с содержанием SO_4^{2-}, а отдельные небольшие вариации, видимо, связаны просто с аналитическими ошибками. В осадках впадины Дискавери установлена очень низкая величина ^{34}S у сульфидов ($\delta \sim -25‰$), а сульфат-ион в интерстиционных водах осадков обогащен ^{34}S примерно на $7‰$ по сравнению с SO_4^{2-} рассолов и нормальной морской воды. Каплан и его сотрудники считают, что установленные ими особенности распределения ^{34}S свидетельствуют о биогенном восстановлении сульфата в осадках на месте. Биогенная сера и сульфиды установлены также в осадках вне впадин и на центральной возвышенности впадины Атлантис II над верхней границей слоя рассолов. Во всех случаях восстановленная сера вошла преимущественно в состав пирита и ассоциирующих с ним халькопирита, сфалерита и самородной серы.

Во впадине Атлантис II также установлены сульфиды и сера с $\delta^{34}S$, равной $+5‰$ (от $+3$ до $+11‰$) [18, 20]. Сульфиды представлены преимущественно сфалеритом, но здесь сера вошла также в состав $CaSO_4$. Сульфат в интерстиционных водах осадков слегка обеднен ^{34}S по сравнению с рассолами и морской водой ($\delta^{34}S = 15 - 21‰$, в среднем около $18‰$), тогда как в ангидрите $\delta^{34}S$ составляет около $+23‰$, что позволяет предполагать его прямое осаждение из рассола или морской воды [20]. В этом случае происхождение серы и сульфидов довольно

неясно, особенно в связи с одинаковым изотопным составом элементарной серы и серы сульфидов ($\delta^{34}S = +10$) в колонке осадков, взятой в 6 км юго-восточнее впадин с рассолами и *ниже* зоны распространения биогенной серы и сульфидов. В этой колонке сульфат-ион, растворенный в интерстиционной воде, по изотопному составу близок к присутствующему в колонках осадков из впадины Атлантис II ($\delta^{34}S$ от 16 до 19‰, в среднем около 17,5‰).

Происхождение сульфидов и серы в осадках впадины Атлантис II, а также проблема их уникального изотопного состава, очевидно, тесно связаны с механизмом обеднения сульфат-ионом рассолов по сравнению с исходными для них водами.

Происхождение сульфидов и серы в осадках впадины Атлантис II. Предложены две модели происхождения и отложения сульфидов во впадине Атлантис II. Уотсон и Уотербери [31] подчеркнули трудность совместного осаждения сульфида цинка и гидроокиси железа в одной и той же обстановке и предположили, что оба эти соединения выпадали в осадок из промежуточного слоя между рассолами с температурой 44° С и нормальной придонной красноморской водой. Восстановление сульфат-иона бактериями, по мнению этих исследователей, происходило непосредственно выше слоя рассолов с температурой 44° С. Уотсон и Уотербери предположили, что восстановление осуществлялось лишь в мере, достаточной для осаждения только ZnS, тогда как железо диффундировало сквозь слой, из которого осаждался сульфид цинка, в расположенную выше аэробную зону, где оно переходило из закисного состояния в окисное и также выпадало в осадок. С целью увязки с данными по изотопному составу серы в сульфидах ($\delta^{34}S$ около +5‰) допускалось, что в слое, из которого осаждался ZnS, восстанавливалась достаточно большая часть сульфата, в связи с чем наблюдающееся обогащение сульфидов тяжелым изотопом серы осуществлялось в одну стадию. Сульфат-ион, участвующий в процессе восстановления серы, поступал в слой осаждения сульфида непрерывно в результате диффузии, так что он никогда полностью не расходовался. Модель Уотсона — Уотербери, таким образом, может быть названа динамически равновесной.

Впоследствии было показано, что для реализации модели динамического равновесия необходимо признавать осаждение всего железа и цинка внутри конвектирующего слоя с температурой 44° С. Однако легко можно показать недостижимость баланса масс, необходимого для осуществления процесса в соответствии с этой моделью. Прежде всего, если мы рассмотрим закрытую систему, в которой происходит восстановление сульфата в соответствии с релеевским процессом с $\alpha = 1040$ (приблизительная величина фактора сепарации изотопов при бактериальном восстановлении), то найдем, что при участии в этом процессе сульфата морской воды ($\delta = +20‰$) для обеспечения установленного изотопного состава серы ($\delta = +5‰$) во всех осаждающихся сульфидах должно быть восстановлено 82% присутствующего сульфат-иона. Тогда изотопный состав серы в оставшихся 18% сульфат-иона должен отвечать $\delta^{34}S = +90‰$. Эти соотношения, несомненно, не проявлялись. В предполагаемой динамически равновесной системе расходуемый сульфат восполняется диффузией этого компонента с двух сторон, причем происходит приток нового рассола в депрессию. Простая одномерная диффузионная модель с адвективным потоком рассола вверх и диффузией между слоем рассола с температурой 44° С и морской водой приближенно решается в отношении средней величины δ сульфата при динамически равновесных условиях процесса следующим образом:

$$\delta_J = \frac{\delta_{SW}[C_J(C_B - C_{SW}) - JC_{SW}] - \varepsilon J(C_{SW} - C_J)}{[C_J(C_B - C_{SW}) - JC_{SW}] + 10^{-3}\varepsilon J(C_{SW} - C_J)}, \quad (7)$$

где C — концентрация сульфата, а индексы SW, J и B соответственно означают принадлежность этой концентрации к придонной красноморской воде, тонкому сульфат-редуцирующему слою (принимается приблизительно однородным) и рассолам слоя с температурой 56° С. Член J представляет собой частное от деления скорости восстановления сульфата на адвективный приток рассола во впадину, т. е. характеризует масштаб удаления вещества в единицах массы потока рассола. Коэффициент ε — это величина $10^3 \times (\alpha - 1)/(1 + R)$, где R — отношение абсолютных величин $^{34}S/^{32}S$, равное 0,044. В приведенной видоизмененной модели динамического равновесия изотопный состав сульфида, осаждающегося в некоторый момент времени, определяется выражением

$$\delta_S = [\delta_J - 10^3(\alpha - 1)](1/\alpha). \quad (8)$$

Вариации величин в уравнении (7) имеют ограничения. Величина J не должна значительно превышать приток цинка в восстановительный слой, в противном случае большая часть железа будет осаждаться в виде FeS, а не в окисной форме, как это фактически наблюдается. Чистый приток цинка в этот слой (в единицах потока рассола, как принято и для J) по существу выражается просто его концентрацией в слое рассолов с температурой 56° С ($5{,}4 \cdot 10^{-3}$) с размерностью в г/кг. Соответствующая максимальная скорость восстановления сульфата должна быть $J = 7{,}9 \cdot 10^{-3}$. Используя величину J и $\alpha = 1{,}040$, получаем следующие соотношения величин концентрации сульфат-иона в восстановительном слое, δ сульфат-иона в этом слое и δ осаждающегося сульфида:

C_J г/кг	0	0,006	1,00	3,20	$(=C_{SW})$
δ_J ‰	59,4	45,2	20,6	20,3	$(=\delta_{SW})$
δ_S ‰	18,6	5,0	−18,7	−18,9	

Величины колонки с $C_J = 0{,}006$ соответствуют условиям, при которых $\delta_S = +5‰$, т. е. реально наблюдающимся; остальные величины показывают пределы вариаций C_J и других параметров, которые могут реализоваться. Можно видеть, что, для того чтобы рассматриваемый процесс осуществлялся в настоящее время, δ сульфат-иона в восстановительном слое должна быть равна $+45‰$, а концентрация в нем сульфат-иона — 6 млн$^{-1}$. Эти величины совершенно неприемлемы, судя по данным определений концентрации сульфат-иона и значений δ над впадиной Атлантис II [20]. Важно подчеркнуть, что в рассматриваемой модели динамического равновесия содержание ^{34}S в сульфат-ионе восстановительного слоя должно быть выше допускаемого коэффициентом одностадийной сепарации, что справедливо даже в случае исключения из этой модели роли адвекции. Таким образом, динамически равновесным процессом нельзя объяснить изотопный состав сульфида.

Каплан и др. [20] предполагают, что сульфат-ион в рассолах образовался за счет морских эвапоритов и затем частично удалялся из рассолов в результате реакции с глинистыми сланцами, сопровождавшейся образованием H_2S и, вероятно, элементарной серы. Металлы привносились в виде сульфидов и осаждались во впадине Атлантис II. Фракционирование ^{34}S между сульфидами и сульфатом порядка $15‰$, по мнению этих исследователей, обусловлено или высокотемпературным изотопным равновесием, или разной скоростью восстановления двух изотопов серы (относительная скорость их восстановления при температуре 18—50° С определяется коэффициентом $\alpha \approx 1{,}022$). Предполагается также, что нахождение вне впадин с рассолами аномальных сульфидов ($\delta = +10$), подобных встреченным в основании колонки осадков 118К, свидетельствует о термальном излиянии рассолов в этих участках в прошлом. Наконец, Каплан и соавторы предположили, что вода рассолов могла возникнуть при дегидратации гипса в ангидрит, хотя такая вода и должна была бы иметь совершенно отличный от фактически наблюдающегося изотопный состав.

Против представлений Каплана и его соавторов можно высказать следующие аргументы:

1. Красноморские рассолы не могли контактировать с глинистыми сланцами при высоких температурах (300—500° С), которые необходимы для предполагаемого равновесного фракционирования изотопов серы. В этом случае неизбежно должно было проявиться изотопное смещение кислорода, обусловленное обменом с силикатами и карбонатами [5, 8].

2. Сульфат-ион удалялся из рассолов, не поступая в них из эвапоритов. При этом, если бы удаление сульфат-иона сопровождалось его восстановлением, оставшийся в рассоле SO_4^{2-} должен был обогатиться ^{34}S по сравнению с морской водой. Как показано выше, из первичной морской воды удалилось 63,2% сульфат-иона. Доля оставшегося в рассоле сульфат-иона составляет 0,368, что соответствует случаю 1/e, и вычисления можно производить по релеевскому процессу, а следовательно, величина дельта для сульфат-иона современного рассола определится выражением

$$\delta_{SO_4^{2-}} = \delta_{SW} + 10^3 (\alpha - 1).$$

Эта формула, конечно, применима лишь в том случае, если по первоначальной величине δ раствор соответствовал морской воде (+20,3). Таким образом, при $\alpha = 1{,}020$ величина δ у современного сульфат-иона должна быть около +40 и даже при низком значении α (1,005) она будет составлять +25. Однако сульфат-ион в рассоле по изотопному составу идентичен морской воде и, значит, удалялся без фракционирования.

3. При восстановлении сульфат-иона органическим углеродом величина $\delta^{13}C$ у растворенного углерода должна быть очень небольшой, порядка —30‰ или меньше, тогда как у растворенного карбоната рассолов впадины Атлантис II δ составляет −5,6‰ [32].

4. Сульфиды и элементарная сера примерно того же изотопного состава ($\delta^{34}S = +10$), как и во впадине Атлантис II, встречаются вне рассолоносных депрессий, о чем свидетельствуют результаты определений в колонке осадков 118К [20]. Эта небиогенная сера присутствует в виде ZnS, FeS и самородной серы на глубине 390 см от дна, т. е. значительно ниже биогенной серы ($\delta = -30$), установленной в той же колонке на глубине 110—175 см от поверхности дна. Наличие восстановленной серы, столь сходной с распространенной в осадках впадины Атлантис II, на расстоянии 6 км от границ этой впадины, свидетельствует о том, что сульфиды подобного изотопного состава нельзя однозначно рассматривать как привнесенные с горячим рассолом.

Каплан и его соавторы полагают, что небиогенные сульфиды и сера появились на участке колонки 118К в результате излияния здесь горячих рассолов в некоторый момент в прошлом. Однако это представление опровергается детальным изучением карбонатов в той же колонке [14]. На глубине 390 см в колонке 118К установлены птероподы, совершенно аналогичные известным в осадках того же возраста на расстоянии 160 км от этой точки. В карбонатном материале этих птеропод не проявилось смещения содержания изотопов ^{18}O и ^{13}C, наблюдающегося у птеропод и фораминифер того же возраста во впадинах Дискавери и Атлантис II. Определения абсолютного возраста осадков радиоуглеродным методом [21] показали, что слои с биогенными сульфидами в колонке 118К на глубине 110—175 см имеют возраст около 11 тыс. лет и относятся, как показали определения ^{18}O в окаменелостях, к периоду опреснения и подъема уровня Красного моря. Слой на глубине 390 см в колонке 118К имеет возраст более 20 тыс. лет и сформировался в период плейстоценового обмеления и засолонения Красного моря. В отношении осадков колонки 118К следует подчеркнуть два положения. 1) Окаменелости с содержанием ^{18}O, сходным с выявленным у птеропод в этой колонке, встречены также на очень

большом удалении; при этом в них отсутствует смещение содержания ^{18}O, характерное для остатков известковых организмов впадин Атлантис II и Дискавери. 2) Близ нижнего конца колонки осадков 118К, в слоях с сульфидами, обогащенными ^{34}S, в обломках раковин и обрастающих их карбонатных корочках установлена одинаковая величина $\delta^{18}O$, что свидетельствует о равновесии известковых скелетов с окружающей их водой [14]. Все эти данные по изотопным отношениям в сильной мере свидетельствуют в пользу того, что осадки колонки 118К никогда ни на одном уровне не соприкасались с термальными рассолами. С другой стороны, данные по осадкам рассолоносных впадин позволяют считать, что рассолы в них появились лишь не ранее чем 10 тыс. лет назад, т. е. значительно позже момента отложения сульфидов, обогащенных ^{34}S, в слоях у нижнего конца колонки 118К.

Исходя из всех современных данных по изотопным соотношениям кислорода и углерода, можно уверенно считать, что осаждение сульфидов, обогащенных ^{34}S (по крайней мере $\delta = +10^0/_{00}$), осуществлялось в красноморских осадках как нормальный низкотемпературный процесс, который может протекать в отсутствие каких-либо геотермальных растворов. Изотопное сходство сульфидов и серы в осадках впадины Атлантис II и у нижнего конца колонки 118К ($\delta^{34}S$ от $+3$ до $+11^0/_{00}$), а также сульфат-иона, растворенного в интерстиционных водах ($\delta^{34}S$ от $+15$ до $+20^0/_{00}$, в среднем в обоих участках $+18\,^0/_0$), отчетливо показывает, что осаждение сульфида в обоих участках происходило в результате проявления одинаковых процессов, для реализации которых не требовалось геотермальных рассолов, но их присутствие и не препятствовало отложению сульфидов. Это в свою очередь означает, что сера появлялась при воздействии независимых от рассолов агентов. Наиболее правдоподобное и простое объяснение генезиса этих сульфидов — поступление серы в виде H_2S из окружающих осадков как в рассолоносных впадинах, так и вне их, а затем осаждение сульфидов и серы либо из геотермального рассола, либо из морской воды повышенной солености (колонка 118К).

Циклическое распределение ^{18}O и ^{13}C в красноморских осадках коррелируется, по данным радиоуглеродных определений абсолютного возраста, с плейстоценовыми ледниковыми и межледниковыми периодами. Почти несомненно можно утверждать, что вариации содержания ^{18}O и ^{13}C непосредственно обусловлены чередованием условий засолонения и свободной циркуляции вод в Красном море, как это полагают Дейсер и Дегенс [14]. Таким образом, данные по колонке осадков 118К свидетельствуют о реализации следующего цикла сульфидоотложения. В период понижения уровня моря, соответствующий седиментации нижних слоев колонки, сильно обогащенных ^{18}O, придонные воды Красного моря были настолько засолонены, что биогенное восстановление сульфата не могло осуществляться. В результате поступления сероводорода из осадков в эти воды высокой солености происходило осаждение сульфидов и серы с $\delta^{34}S$, примерно равной $+10^0/_{00}$. Когда примерно 11 тыс. лет назад в период таяния ледника уровень моря вновь повысился и восстановилась нормальная циркуляция вод, в осадках снова появились микроорганизмы и в результате биогенного восстановления сульфата в слоях с глубин 110—175 см от поверхности дна отложились сульфиды с характерной величиной $\delta^{34}S = -30^0/_{00}$.

На глубине 175 см в колонке 118К наблюдается внезапное изменение изотопного состава элементарной серы [20] и параллельное резкое изменение содержаний ^{18}O и ^{13}C [14] (содержание ^{18}O определялось по раковинам птеропод):

Глубина от поверхности дна, см	$\delta^{18}O$, $^0/_{00}$	$\delta^{34}S$, $^0/_{00}$
90	0,3	—31
100	0,6	—15
175	6,5	+8
390	5,5	+10

Сульфиды на глубине 175 см по изотопному составу ($\delta^{34}S = -30‰$) близки к присутствующим в более верхних слоях осадков, на уровне 390 см, $\delta^{34}S$ у сульфидов составляет $+10‰$ (в интервале 390 — 175 см никаких определений не производилось). Переходный слой состоит из раздробленных раковин, что свидетельствует о турбулентном их переносе. Аналогичный обломочный слой встречен на той же глубине значительно южнее. Таким образом, биогенные сульфиды этого слоя могли быть привнесены, но не исключено, что в течение некоторого времени с начала опреснения Красного моря могло одновременно проявляться как биогенное восстановление сульфата, так и неорганическое образование элементарной серы.

Несколько пониженное содержание ^{34}S в сульфат-ионе, растворенном в интерстиционных водах осадков впадины Атлантис II и участка колонки 118К, свидетельствует, что сульфат-ион, присутствующий как в рассолах, так и в нормальной морской воде, не вовлекался в процесс осаждения сульфидов и лишь в послеседиментационный период в осадке in situ происходило некоторое окисление относительно легких сульфидов и серы, как это и предполагают Каплан и его соавторы. Присутствие в осадках впадины Атлантис II более легких сульфидов ($\delta^{34}S = +5‰$ по сравнению с $+10‰$ в колонке 118К) может говорить о том, что сероводород, вероятно генерирующийся при диагенезе подстилающих осадков, был беднее ^{34}S, чем образующиеся за счет него сульфиды, а также о том, что во впадине Атлантис II при осаждении сульфидов расходовалось большее количество серы в связи со значительно более высоким содержанием здесь ионов рудных металлов.

Пока еще не находит объяснения однородное небольшое содержание растворенного сульфата в предположительно дорассольных уровнях осадков впадины Дискавери и колонки 118К. Это содержание, порядка 1 г/кг, близко к концентрации сульфат-иона в геотермальных рассолах и осадках впадины Атлантис II. Подобное соотношение для впадины Дискавери можно объяснить диффузионным взаимодействием осадка с залегающими выше рассолами, однако для колонки 118К такое объяснение нельзя принять, если только признать справедливым вывод, что рассолы здесь никогда не появлялись, сделанный на основании данных по изотопному составу углерода и кислорода в этой колонке. К сожалению, для осадков впадины Дискавери и колонки 118К отсутствуют данные по содержанию хлора, без которых невозможно правильно интерпретировать природу концентраций сульфат-иона и эволюцию этих осадков.

Процесс удаления солей из рассола. Отсутствие обогащения изотопом ^{34}S сульфат-иона, растворенного в рассоле, а также растворенного карбонат-иона изотопом ^{12}C свидетельствует, как мы уже видели, что сульфат не был привнесен в рассол из первичной воды в результате восстановительных процессов. Аналогичным образом и сульфиды, присутствующие в осадках, не несут признаков подобного происхождения. Трудно также объяснить обеднение рассолов магнием его вхождением в состав доломита или силикатов типа хлорита, поскольку в этом случае непременно должен был произойти обмен изотопами кислорода между водой и карбонатами или силикатами и наблюдалось бы смещение изотопного состава кислорода в воде [5]. Такой обмен с карбонатами и полевыми шпатами при температуре 100° С осуществляется в течение нескольких недель.

В качестве возможной причины обеднения рассола магнием, сульфат-ионом, иодом и фтором можно было бы предполагать фильтрацию сквозь полупроницаемые (мембранные) среды, при которой компоненты селективно фиксируются, например, глинистыми минералами. Недавно детально рассмотрены [35] известные и наиболее вероятные характеристики этого процесса и показано,

что наибольшей проницаемостью сквозь такие мембраны должны обладать Na^+, HCO_3^-, F^-, I и B, за которыми в этом ряду «подвижности» следуют Cl^- и Mg^{2+}; остальные компоненты менее подвижны. Наибольшей проницаемостью сквозь мембраны обладают нейтральные частицы и мелкие однозарядные ионы. Этим объясняют [35] высокую подвижность I_2, H_3BO_3 и недиссоциированного $NaHCO_3$.

Поскольку известно, что даже при довольно низкой концентрации Mg и SO_4^{2-} в морской воде они присутствуют в ней в растворенном состоянии в виде недиссоциированного соединения $MgSO_4$, можно, вероятно, объяснять наблюдающееся селективное удаление этих компонентов из рассола в стехиометрических соотношениях сульфата магния именно мембранной фильтрацией. В нормальной морской воде около 10% ионов магния ассоциировано с SO_4^{2-} [26], в связи с чем можно предполагать удаление значительного количества незаряженного $MgSO_4$ в результате рассматриваемого фильтрационного процесса. Вероятно, в этом процессе фракционирование изотопов серы будет проявляться незначительно, поскольку в $MgSO_4$ атом серы окружен атомами кислорода и, видимо, слабо взаимодействует с потенциальными барьерами, существующими при проникновении через мембраны. Весьма умеренное обогащение рассолов бором также можно объяснить значительной его потерей в результате фильтрации после некоторого первоначального обогащения.

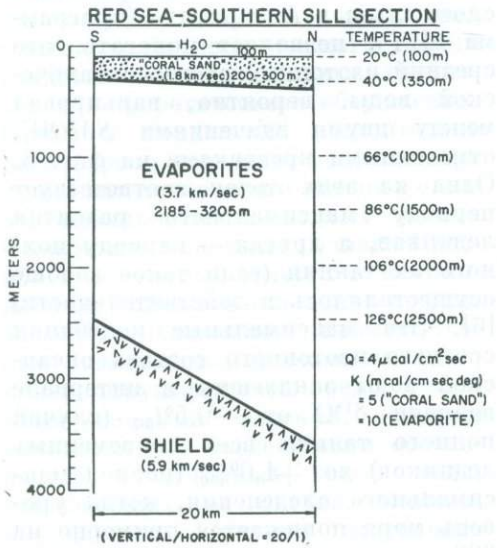
Относительное обогащение рассолов некоторыми компонентами (нижняя часть табл. 4) почти классически отвечает вероятной картине проявления процесса мембранной фильтрации, исключение составляет лишь литий. Литий, возможно, присутствует в рассолах в большем количестве, чем приведено в табл. 4 (определения Брюера и др. [4]). Питерсон (устное сообщение) установил следующие содержания лития в рассолах (млн$^{-1}$): во впадине Атлантис II — 4,5 (слой с температурой 56° С) и 1,7 (слой с температурой 44° С); во впадине Дискавери — 4,0. Эти величины полностью соответствуют вероятным соотношениям с хлором при наличии смешения, отраженным на фиг. 1 и 2. Если определения Питерсона верны, то коэффициент обогащения лития в рассоле должен быть 28, а не 1,6, как указано в табл. 4. В этом случае литий окажется элементом, претерпевшим наибольшее обогащение после группы рудных металлов.

СОЛИ И ВОДА РАССОЛОВ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

Как мы уже видели, судя по соотношениям D — ^{18}O, изотопные составы воды рассолов и нормальной красноморской воды соленостью 38,7% вполне идентичны. На фиг. 3 изотопный состав воды рассолов попал как раз в середину интервала вариаций изотопных отношений в водах Красного моря. Важно, однако, подчеркнуть, что этот состав ни в коем случае не отвечает среднему изотопному составу вод Красного моря. Как это уже рассмотрено выше, вода с равными или меньшими концентрациями D и ^{18}O (соленость $S \leqslant 38{,}2‰$) встречается лишь в южной части Красного моря в 400—800км южнее рассолоносных депрессий, в районе, непосредственно прилегающем к южному порогу моря и включающему этот порог. Какие-либо предположения о возможности проникновения воды такого состава по дренажной системе на флангах Красного моря вблизи рассолоносных депрессий совершенно исключаются. Все воды на несколько сотен километров к югу от широты, на которой расположены рассолоносные впадины, на всех глубинах имеют более высокие содержания D и ^{18}O в результате погрессивного обогащения этими изотопами втекающей в Красное море воды в процессе эвапоритизации и молекулярного обмена.

Южный порог расположен у 13°41′ с. ш., в 850 км южнее рассолоносных впадин по прямой и примерно в 1000 км юго-восточнее от них

по оси Красного моря. Изотопные отношения D — ^{18}O, установленные в рассолах, явно соответствуют среднегодовому изотопному составу воды над южным порогом (фиг. 5). Такие воды в значительных массах можно встретить лишь на расстоянии примерно 430 км юго-восточнее скоплений рассолов, куда они поступали с течениями воды соленостью 38,2‰ или возникли в результате смешения



Ф и г. 6. Схематический разрез южного порога Красного моря по данным сейсморазведки.

Температуры вычислены по наиболее вероятной величине теплового потока $Q = 4$ мккал/(см²·с) и следующим величинам теплопроводности горных пород $K_{кораллов}=5$ мккал/(см²·с·град), $K_{эвапоритов}= 10$ мккал/(см²·с·град). При вычислении распределения температур не учитывалось влияние поверхности раздела пластов. Схема приведена по данным работы [15].

вод различной солености, поступивших в разные сезоны года. Эти воды распространены до глубины не более 200 м, тогда как глубже располагаются воды соленостью неизменно больше 40,2‰ и с большим содержанием D и ^{18}O. Южный порог Красного моря расположен на глубине около 100 м, а изогалина 38,2‰ проходит на 60 м выше его зимой и на 30 м ниже летом. Летом воды такого состава достигают примерно середины (по протяженности) Красного моря, а зимой присутствуют в южной его трети или даже четверти в пределах приповерхностного слоя не глубже 200 м.

В южной оконечности Красного моря развиты третичные эвапоритовые отложения, частично выходящие на поверхность в виде соляных куполов на прибрежных островах [17, 15, 19]. В сейсмическом профиле, пройденном непосредственно вдоль южного порога [15], установлен слой мощностью 2500 м со скоростью прохождения волн 3,7 км/с, который рассматривается как эвапоритовая толща. Эти эвапориты подстилаются непосредственно кристаллическим фундаментом и перекрываются рыхлыми коралловыми песками мощностью 240 м (фиг. 6). Буровая скважина на острове Дахлак (15° с. ш.) пересекла эвапориты мощностью 2000 м и не выходила из соляных пластов [17]. Как в пределах южного порога, так и на флангах красноморского трога развиты многочисленные разломы, по которым нисходящие морские воды могут найти легкий доступ к эвапоритам.

На фиг. 6 даны приближенно положения изотерм в разрезе эвапоритовой толщи, вычисленные для среднего теплового потока 4×10^{-6} кал/(см²·с) и величин тепло- и температуропроводности без учета пограничных эффектов. Поскольку поверхность южного порога быстро понижается к северу, морская вода может прогреваться здесь, вероятно, до температуры 100° С лишь под влиянием геотермического тепла. Такого прогрева достаточно для возникновения наблюдающихся термальных растворов без какого-либо прямого участия вулканического прогрева. Относительно небольшие температуры прогрева не сопровождаются смещением изотопного состава кислорода.

Минимальное расстояние от места образования рассолов до соленосной депрессии около 350 км (в случае зарождения рассолов у западного фланга Красного моря, у 18° с. ш.), а максимальное расстояние составляет 1000 км в северо-западном направлении от южного порога. Движущей силой, обусловливающей те-

чение, может служить различие плотности между колоннами насыщенных рассолов высотой до 2000 м и нормальной морской водой, эквивалентное давлению примерно в 40 атм, так что градиент давления в процессе течения должен быть 0,04—0,10 бар/км. При градиенте давления 0,04 бар/км (соответствующем расстоянию 1000 км) осуществляется довольно значительное течение. Так, Бейкер [1] наблюдал течение нефти при подобном градиенте давления по открытым трещинам шириной 0,25 см со скоростью 75 км/год на расстояние около 300 м. Скорость течения в сильной мере зависит от температуры и вязкости, однако еще более важный фактор — диаметр трещины, от него скорость течения находится в квадратичной зависимости. При той же вязкости жидкости и температуре, которые наблюдались Бейкером в условиях градиента давления 0,04 бар/км лишь при ширине трещин 0,03 см может установиться скорость течения 1 км/год. Конечно, вязкости воды и нефти существенно различаются и приведенное сопоставление очень грубо, тем не менее становится ясным, что даже в том случае, когда объем полостей трещин составляет 0,01% объема вмещающих пород, сквозь толщу сечением 10 км × × 300 м в течение тысячи лет может переноситься по 10 млн. т рассола в год на расстояние до 1000 км. Возможно, расстояние и скорость миграции рассолов были меньше, а время их движения больше. Однако если не предполагать, что в прошлом рассолы современного изотопного состава возникали на более высоких широтах, то их источник должен был находиться по крайней мере в 350 км от впадин, а вероятнее, еще в два-три раза дальше. При этом время миграции должно быть не более 10 тыс. лет (в соответствии с радиоуглеродными определениями абсолютного возраста осадков). С потоком такого объема в морскую воду будет поступать лишь одна стотысячная доля количества солей, выпадающих в результате ежегодного выпаривания, так что даже значительно более мощные потоки не должны заметно сказываться на соляном балансе красноморских вод [6].

В свете только что изложенного возникает необходимость рассмотрения эволюции распределения изотопов в водах Красного моря и океана вообще. Детальная оценка влияния формирования и таяния континентальных ледников в течение плейстоценового цикла оледенений, основанная на новых данных о мощности слоев льда в Антарктиде (программа МГГ), позволяет полагать, что средний изотопный состав океанической воды, вероятно, варьировал между двумя значениями *SMOW*, отмеченными крестиками на фиг. 3. Одна из этих точек соответствует периоду максимального развития ледников, а другая — периоду полного их таяния (если такое вообще осуществлялось в действительности) [6]. Эти максимальные колебания среднего изотопного состава океанской воды заключены в интервале величин $\delta^{18}O$ от $-0{,}5‰$ (случай полного таяния всех современных ледников) до $+1{,}0‰$ (период максимального оледенения, когда уровень моря понижается примерно на 200 м ниже современного). В обзоре хронологической последовательности вариаций уровня моря [11], основанном на данных определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом, сделан вывод, что в последние 20 тыс. лет в период выхода из ледникового периода уровень моря повышался в среднем со скоростью около 8,6 м/1000 лет. (Эта скорость эквивалентна менее чем 1% годовых осадков над поверхностью морей, в связи с чем океанические воды всегда, как и в настоящее время, хорошо перемешивались и имели однородный изотопный состав.) Поскольку глубина южного порога составляет около 100 м, в случае его топографической стабильности Красное море при понижении уровня на 200 м должно было изолироваться и обмен водами между Аденским заливом и Красным морем должен был восстановиться приблизительно 11 600 лет назад. Это прекрасно

коррелируется с переходом в осадках колонки 118К на глубине 175 см от очень высоких величин $\delta^{18}O$ в $CaCO_3$ к нормальным. Возраст этого слоя по радиоуглеродному методу составляет около 12 тыс. лет [21]. Несомненно, такое совпадение двух определений возраста совершенно различными способами не может быть случайным [14].

Изотопный состав вод Красного моря в период его изоляции от открытого океана в результате понижения уровня моря ниже южного порога представляет значительные трудности для теоретического обсуждения. Крейг и Гордон [8] обстоятельно рассмотрели поведение изотопов при процессах испарения и обмена в океане, изолированных водных массах и в открытых системах, однако Красное море трудно отнести к какому-либо из определенных типов водных бассейнов. Оно имеет промежуточные размеры между океаном, самоконтролирующим свою среду, и мелкими водными массами, которые находятся под воздействием особенностей атмосферных паров воды, поступающих из океана. Однако, по данным изучения изотопного состава карбонатов [14], в периоды изоляции Красного моря $\delta^{18}O$ в его водах (по крайней мере некоторых) возрастала примерно до $+7‰$. Эти эмпирические величины позволяют сделать определенные выводы. Наиболее важно отметить, что Красное море не усыхало до совершенно замкнутого бассейна, в который не поступали водные течения извне. В противном случае процессы выпаривания завершились бы на стадии, при которой активность вод стала эквивалентной средней относительной влажности и продолжающийся молекулярный обмен паров воды должен был привести воды в состояние, близкое к равновесному с атмосферными парами. В этой ситуации вода по изотопному составу становится идентичной локальным осадкам [7]. Поскольку наблюдения не увязываются с нарисованной картиной, в рассматриваемый период в Красном море должно было непрерывно происходить выпадение и удаление атмосферных осадков, причем по мере уменьшения активности воды вследствие увеличения солености скорость выпаривания понижалась до тех пор, пока в некоторый период не достигалось новое динамическое равновесие между осаждением-испарением и изотопным составом воды. Приближенное уравнение, описывающее эту ситуацию, можно получить некоторым преобразованием уравнения Крейга и Гордона [8] для разработанной ими модели открытой системы, заменив в последнем влажность h на член h/a, в котором a — активность воды при динамическом равновесии. Используя это уравнение, можно рассматривать зависимости между средней влажностью, активностью и изотопным составом поступающей в бассейн пресной воды и атмосферных паров. Исходя из этих соотношений становится очевидно, что для предложенной схематической реконструкции обстановки в Красном море отнюдь не исключена величина $7‰$ для $\delta^{18}O$ воды. Однако сколько-нибудь детально разработать модель этой обстановки пока невозможно, так как слишком велико число неизвестных переменных. Вероятно, более полезными в данном случае окажутся некоторые параллели с реальными современными ситуациями. Крейг и др. [10] установили, что при устойчивом состоянии паров, возникающих при эвапоритизации морской воды, их изотопный состав характеризуется величиной $\delta^{18}O$ от $+6$ до $+7‰$. В открытых системах типа Мертвого моря и соляных озер западного побережья США величины $\delta^{18}O$ в воде составляют около $+5‰$ [22], а в водах современных озер и рек восточной Африки в результате выпаривания $\delta^{18}O$ достигает величины $+6‰$ [5]. Конечно, все эти величины не зависят от исходного состава испаряющихся вод. Рассматриваемый вопрос, несомненно, еще недостаточно разработан, однако уже имеющаяся информация позволяет определенно утверждать, что в обсуждаемый отрезок времени

Красное море не выпаривалось настолько, чтобы активность воды в нем становилась постоянной, как в полностью замкнутом бассейне. Вместе с тем эмпирическая величина $\delta^{18}O$ красноморской воды $+7^0/_{00}$ для того же периода, установленная по карбонатам колонок осадков, весьма правдоподобна для условий, когда уровень моря опускался ниже южного порога и Красное море изолировалось от открытого океана.

При подъеме уровня моря в связи с таянием ледникового покрова происходило уменьшение величины отношений D/H и $^{18}O/^{16}O$, обусловленное небольшим содержанием тяжелых изотопов в атмосферных осадках, законсервированных в виде континентальных ледников. В момент, когда уровень моря достигал в своем подъеме южного порога, находящегося в настоящее время на глубине 100 м, *SMOW* должна была характеризоваться величиной $\delta^{18}O = +0{,}5^0/_{00}$ по сравнению с современным нулевым ее значением. Это связано с таянием ледникового покрова примерно наполовину. Если в этот период условия циркуляции в океане не сильно отличались от современных, то вода, начавшая поступать из Аденского залива, должна была иметь величину $\delta^{18}O$ порядка $+1{,}1^0/_{00}$ и соленость около $37^0/_{00}$. С этого момента изотопный состав воды в южном конце Красного моря подвергался воздействию двух тенденций: 1) в поступающих водах величина $\delta^{18}O$ медленно уменьшалась от 1,1 до 0,6‰ в связи с продолжающимся таянием ледника, 2) в глубинных водах северных частей соленость и содержание ^{18}O также понижались вследствие поступления океанской воды. По мере развития последнего процесса в определенный момент плотность красноморских вод должна была уменьшиться настолько, что могло начаться периодическое их поступление поверх порога в Аденский залив. Судя по определениям абсолютного возраста [21], 9 тыс. лет назад в водах центральной части Красного моря произошло быстрое изменение изотопного состава и солености в сторону современных значений этих параметров [13]. До этого момента количество глубинных вод, вытекающих из Красного моря над порогом, постепенно увеличивалось по мере того, как их плотность, соленость и концентрация ^{18}O уменьшались вследствие разбавления, что обусловило возможность их смешения с близповерхностными водами. Эти процессы после периодического сильного колебания изотопного состава воды в верхних слоях (сотни метров) в южной оконечности Красного моря привели в течение первых тысяч лет после окончания изоляции к увеличению содержания здесь ^{18}O на $1—2^0/_{00}$, вслед за чем эта величина уменьшилась до современного значения ($+1{,}2$‰).

Изложенное выше свидетельствует, что в течение продолжительного периода до поступления рассолов в депрессии, а также и после начала их притока вода в непосредственных окрестностях рассолоносных впадин никогда не имела столь небольшого содержания дейтерия и тяжелого изотопа кислорода, какие установлены в самих рассолах. Таким образом, рассмотрение эволюции содержания ^{18}O и абсолютного возраста осадков, определенного радиоуглеродным методом, позволяют считать наиболее вероятным зарождение рассолов в южной оконечности Красного моря и перемещение их в осадках дна моря на расстояние от 400 до 1000 км, прежде чем они попадали во впадины, расположенные на широте Мекки.

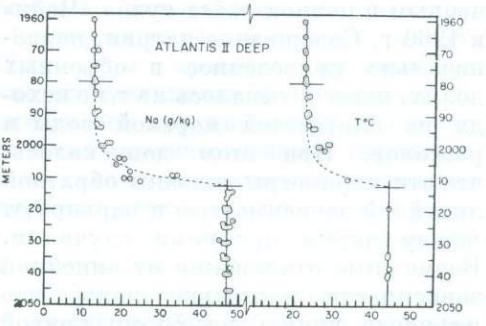
Влияние ледника на течение рассола. Тезис о возникновении рассолов за счет близповерхностных вод южной оконечности Красного моря близ южного его порога имеет определенное следствие. В периоды континентальных оледенений, когда уровень моря падал ниже порога, исходная вода рассолов попросту отсутствовала в Красном море и течения рассолов не происходило. Как уже было показано, источником воды рассолов были верхние слои воды (200 м, а возможно, 100 м) южной части

моря. При современной скорости выпаривания его поверхность могла бы понизиться ниже уровня порога за 50 — 100 лет. Еще больше времени необходимо для того, чтобы при пониженной скорости выпаривания установилось равновесие вод с атмосферными осадками. Судя по смещению изотопного состава кислорода в карбонатах [13], рассолы в депрессиях не появлялись раньше 10 тыс. лет назад. Эти данные полностью соответствуют предложенному здесь механизму возникновения рассолов в связи с деятельностью континентального ледника. Поток рассолов мог возникнуть лишь после того, как уровень моря повысился настолько, что был перекрыт южный порог, а следовательно, и весь путь движения рассолов. Точное соответствие времени появления рассолов в депрессиях на широте Мекки и момента перекрывания южного порога, обоснованно вытекающее из определений абсолютного возраста [21], дополнительно указывает место зарождения рассолов.

Представляют интерес еще два положения, связанные с воздействием континентального ледника на процессы образования и движения рассолов. Течение рассолов могло возникать не только в современный, но и в предыдущие межледниковые периоды. Это позволяет предполагать, что в толще осадков на дне рассолоносных впадин могут существовать древние рудоносные слои, отделенные друг от друга морскими отложениями ледниковых периодов. При понижении уровня моря в начале межледниковья рассолы, имевшие повышенный гидростатический напор, могли изливаться из депрессий вплоть до момента дренирования водоносного горизонта до нового уровня моря, в связи с чем и вне депрессий могли возникать рудные скопления. Таким образом, важно было бы получить глубокие колонки осадков, подстилающих рассолоносные депрессии, чтобы оценить возможные масштабы рудных отложений, соответствующих прошлым межледниковым периодам.

МОДЕЛЬ ДИНАМИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ РАССОЛОНОСНОЙ СИСТЕМЫ ВПАДИНЫ АТЛАНТИС II

Недавно Хант и его сотрудники показали, что во впадине Атлантис II, возможно, присутствует $3 \cdot 10^9$ т рассола или $7{,}5 \cdot 10^8$ т солей в общем объеме 3 км × 6 км × 150 м. Изотопные соотношения в воде рассолов и соображения об их связи с хронологической последовательностью деятельности континентального ледника, рассмотренные в предыдущем разделе, позволяют оценить время, в течение которого в этой впадине присутствуют рассолы: оно составляет примерно 3000 лет, но вряд



Ф и г. 7. Распределения натрия и температуры выше слоя рассолов с температурой 44° С во впадине Атлантис II.
По данным Питерсона, устное сообщение, 1968 г.

ли больше. Исходя из этих величин нижний предел интенсивности поступления рассолов во впадину Атлантис II можно оценить в 1 млн. т в год, что составляет $2{,}5 \cdot 10^5$ т солей в год. Отметим для сравнения, что в результате эвапоритизации возникает $3{,}6 \cdot 10^{10}$ т солей в год. Из слоя с температурой 56° С у самого дна впадины рассолы частично поступали в конвектирующий слой с температурой 44° С и меньшей соленостью, а затем смешивались с донными водами Красного моря. Допустим, что во впадине Атлантис II установилось приближенно динамическое равновесие и рассмотрим динамику и химические характеристики возникшей системы.

В вертикальном интервале 135 м от дна вверх во впадине Атлантис II развит рассол с температурой 56° С с примерно одинаковой по всей толщине слоя соленостью 155,5 г/кг [25]. Выше его на глубине 2040—2010 м располагается слой мощностью 30 м с температурой 44° С и хлоридностью 80 г/кг. Оба слоя, видимо, равномерно перемешаны конвекционными потоками, а граница между ними настолько резкая, что никаких данных о градиенте не получено. Выше слоя с температурой 44° С располагается переходная зона также мощностью около 30 м, отделяющая рассолы от нормальной морской воды соленостью 40,6‰. На фиг. 7 показана структура этой зоны по данным М. Питерсона, полученным в период рейса судна «Чейн» в 1966 г. Содержание натрия, первоначально приведенное в объемных долях, пересчитывалось на г/кг исходя из плотностей морской воды и рассолов. При этом допускалось, что эти параметры связаны обратной линейной зависимостью и варьируют между двумя крайними случаями. Возможные отклонения от линейной зависимости настолько малы, что не могли влиять на форму кривой градиента. Содержания Ca, Mg и K определены непосредственно в г/кг. Распределение этих элементов однообразно и вполне соответствует теоретическому градиенту для инертного компонента (см. фиг. 1). В данном случае использованы содержания натрия, так как абсолютное количество его в рассоле больше, чем всех других элементов, и следовательно, относительная аналитическая ошибка определений будет наименьшей. На фиг. 1 сведены результаты определений на всех шести гидрографических станциях (Атлантис 715, 718, 722-1, 722-2, 726 и 727). Здесь определенно проявился некоторый разброс точек, обусловленный трудностью корреляции глубин в пределах узкого интервала.

Смешение на границе рассолов и морской воды. Можно полагать, что смешение между слоем рассола с температурой 44° С и вышележащей морской водой осуществлялось как процесс одномерной диффузии совместно с адвекцией. Процессы молекулярной или турбулентной диффузии проявлялись в вертикальном направлении, а приток новых порций рассола в придонный слой с температурой 56° С вызывал адвекционное течение вещества из слоя с температурой 44° С вверх в нормальную морскую воду. Эти соотношения можно охарактеризовать выражением

$$kC'' = wC', \qquad (9)$$

где k — коэффициент диффузии, w — скорость адвекции, а C'' и C' — производные концентрации от расстояния z (положительные значения — при направлении вверх). Однако при рассматриваемом процессе кривые градиента содержаний натрия в направлениях вверх и вниз точно совпадают. Пунктирной линией на фиг. 7 показаны градиенты, вычисленные по уравнению (9) для $k/w = -4$ м (нисходящая адвекция) при пограничных содержаниях натрия 12,5 г/кг на глубине 1980 м и 46,9 г/кг на глубине 2012 м. Кривая линейного градиента в случае чистой диффузии должна была бы асимптотически выполаживаться вниз от верхней границы. Таким образом, в одномерной модели должна была бы проявляться нисходящая адвекция. Поскольку наличие нисходящего адвекционного притока морской воды в слой рассола с температурой 44° С вероятнее, следует полагать, что градиент на фиг. 7 отражает двумерный процесс смешения, при котором придонное течение, проходящее вдоль впадины Атлантис II над слоем рассолов с температурой 44° С, обусловливало удаление солей, поступающих вверх в результате диффузии и восходящей адвекции. Профили, показанные на фиг. 7, также характеризуют подобный двумерный процесс, в котором участвует горизонтальный поток с квазипараболическим распределением скоростей, уменьшающихся от турбулентного ядра потока в направлении к поверхности раздела.

Термический градиент над впадиной Атлантис II меньше, чем перепад солености. На фиг. 7 видно, что на всех глубинах в переходной зоне значения температур располагаются выше пунктирной линии, вычисленной для распределения натрия исходя из предположения об одномерном смешении. Если перенос солей осуществлялся посредством молекулярной диффузии, а не в результате турбулентного движения рассолов, то рассеяние тепла в этой системе должно было происходить примерно в 100 раз интенсивнее, чем миграция солей. Таким образом, интервалу смешения солей порядка одного метра должен соответствовать интервал уравнивания температур в сотни метров и профиль температур должен был бы приближаться к прямой линии, если только скорость горизонтальной адвекции не достигает больших величин. Термический профиль вероятнее отражает дополнительное поступление тепла в придонное течение из донных осадков.

В верхней части переходной зоны (1980 м) увеличение солености и температуры вниз происходит со скоростью $dS/dT = 2‰$ на 1° С, что в пять раз превышает значение этого параметра (0,37) для постоянной плотности. Это означает, что плотность в рассматриваемом интервале быстро возрастает, причем стабильность остается очень высокой, и выше слоя с температурой 44° С конвекция не проявляется. Однако над прогретыми осадками, развитыми вокруг рассолоносной депрессии в нормальной морской воде, вероятно, существуют восходящие конвекционные течения, которые непосредственно над рассолом превращаются в нисходящий ток морской воды и в горизонтальные течения над поверхностью раздела скопления рассолов и нормальных вод. Между этими течениями и слоем рассола с температурой 44° С осуществляется смешение в основном по турбулентному способу, а непосредственно близ поверхности раздела, видимо, посредством молекулярной диффузии. Кроме того, в модели динамического равновесия системы допускается адвекционное истечение из слоя рассола с температурой 44° С, количественно равное притоку новых порций рассола в придонный слой с температурой 56° С. Для притока рассола порядка 1 млн. т/год скорость адвекционного истечения из слоя с температурой 56° С с площади около 2×6 км должна быть равна $25 \times \times 10^{-8}$ см/с и из слоя с температурой 44° С с площади 3×12 км — $5 \times \times 10^{-8}$ см/с.

Слой с температурой 44° С представляет собой смесь почти в равной пропорции рассола из слоя с температурой 56° С и нормальной придонной красноморской воды. Как это показано на фиг. 1 и 2, такое перемешивание посредством диффузии осуществляется конвекционным потоком, с которым снизу поступает рассол. При этом процессе проявляется чистый адвекционный поток рассола сквозь его верхний слой, а относительные количественные соотношения неконсервативных компонентов определяются химическими реакциями, как это рассматривается в следующем разделе.

Баланс вещества в слое рассола с температурой 44° С во впадине Атлантис II. Баланс вещества в модели динамического равновесия системы можно отобразить уравнением

$$J_i = C_B - C_{44} - \varphi_{SW}(C_{44} - C_{SW}), \tag{10}$$

где C_{SW} — концентрация компонента i в морской воде соленостью 40,6‰, C_B — то же в слое рассола с температурой 56° С, C_{44} — то же в слое рассола с температурой 44° С, φ_{SW} — общий поток морской воды, диффундирующей сверху в единицах скорости адвекции новых порций рассола в слой с температурой 56° С, а J_i — скорость удаления в перекрывающую воду компонента i из слоя с температурой 44° С посредством любых процессов, помимо диффузии и адвекции в единицах притока рассола с температурой 56° С с размерностью г/кг. Таким образом, в правой стороне уравнения (10) первые два члена представляют собой

соответственно адвекционные притоки компонента в слой с температурой 44° С и истечение этого компонента из того же слоя, а последний член — чистый диффузионный поток вещества в морскую воду. Все эти члены даются в единицах адвекционного потока новых порций рассола. Суммирующий член уравнения J_i настолько мал, что общий адвекционный поток из слоя с температурой 44° С в морскую воду и составляет по существу единицу потока рассола с температурой 56° С, а φ_{SW} также представляет диффузионное истечение вещества в морскую воду.

Для консервативных элементов (фиг. 1 и 2) $J_i = 0$, а φ_{SW} получается как разность концентраций хлора (155,5; 80,0 и 22,5 г/кг). Таким образом, в единицах потока рассола с температурой 56° С

$$\varphi_{SW} = 1{,}3130. \qquad (11)$$

Баланс хлора в конвекционной ячейке слоя с температурой 44° С (в единицах потока рассола с температурой 56° С) определяется величинами: 155,5 г/кг адвекционно поступает снизу; 75,5 г/кг в чистом виде посредством диффузии удаляется в вышележащий слой морской воды и 80,0 г/кг выносится в тот же слой адвекционным способом. Для инертных элементов ($J = 0$) получаем следующее выражение концентраций при динамическом равновесии:

$$C_{44} = \frac{C_B + 1{,}313 C_{SW}}{2{,}313}. \qquad (12)$$

Проще определяется содержание микроэлементов, присутствующих в морской воде в ничтожных количествах ($J = 0$):

$$C_{44} \rightarrow 0{,}432 C_B. \qquad (13)$$

Наиболее важные элементы, для которых J явно не равна нулю,— это Fe и Mn. Различные данные, имеющиеся по этим двум элементам, хорошо увязываются друг с другом.

Железо присутствует в осадках впадины Атлантис II в виде осажденного карбоната закиси железа (сидерита) и в окисной форме в виде гидратов переменного состава, от аморфных образований до гётита ($Fe_2O_3 \cdot H_2O$). Миллер и др. [23] полагают, что окислы железа осаждались в результате окисления вещества, поступающего с импульсами рассолов в вышележащие слои морской воды. Уотсон и Уотербери [31] в своей модели динамически-равновесного осаждения сульфидов, рассмотренной в предыдущем разделе, предположили, что ионы закисного железа диффундировали сквозь слой, в котором осуществлялось восстановление сульфат-иона, непрерывно окислялись и осаждались из вышележащих слоев с повышенным содержанием кислорода в виде гидроокиси железа. Наконец, Брюер и Спенсер [3] предположили, что железо осаждалось в виде $Fe(OH)_3$ на поверхности раздела слоев рассола с температурами 56 и 44° С.

Для рассолов слоя с температурой 56° была указана концентрация железа $C_B = 81$ млн$^{-1}$, а для слоя с температурой 44° С величина $C_{44} = 0{,}20$ млн$^{-1}$ [3]. Питерсон (устное сообщение) установил несколько иные величины содержания железа в этих слоях. $C_B = 90$ млн$^{-1}$, $C_{44} \approx 0{,}9$ млн$^{-1}$ (среднее между 0,75 и 1,5 млн$^{-1}$). Эти данные довольно близки к вычисленным величинам и друг к другу. Мы использовали определения Брюера и Спенсера. Концентрация железа в нормальной морской воде менее 0,02 млн$^{-1}$ [4]. Это позволяет, используя уравнение (13), показать, что железо в слое с температурой 44° С ведет себя не консервативно. По уравнениям (10) и (11) с использованием данных Брюера и Спенсера находим скорость удаления железа посредством выпадения в осадок внутри слоя с температурой 44° С (в единицах притока рассола в слой с температурой 56° С):

$$J_{Fe} = 80{,}5 \text{ млн}^{-1}/\text{кг}.$$

Таким образом, приток железа из слоя с температурой 44° С в морскую воду в результате процесса смешения составляет лишь 0,5 млн$^{-1}$/кг. Лишь это количество железа может осаждаться выше границы слоя с тем-

пературой 44° С, и практически все железо выпадало в осадок внутри этого слоя.

Закисное железо могло окисляться и выпадать в виде гидроокиси при участии растворенного кислорода, поступившего в процессе смешения из вышележащей морской воды. Этот процесс мог протекать по следующей реакции:

$$Fe^{2+} + {}^1/_2O_2 + 2H_2O + e \rightarrow \rightarrow Fe(OH)_3 + H^+. \quad (14)$$

Можно допустить, что весь кислород, поступивший в рассол в процессе смешения, был использован при осаждении $Fe(OH)_3$. Концентрация растворенного кислорода в придонных водах Красного моря в рассматриваемом участке составляет 2,5 см³/кг [24], а поскольку C_B и C_{44} для кислорода должны быть равны нулю, то в соответствии с уравнением (10) мы получаем следующую скорость удаления кислорода при осаждении железа из слоя с температурой 44° С:

$$J_{O_2} = 3{,}28 \text{ см}^3/\text{кг}.$$

По уравнению (14) 1 см³ растворенного кислорода соответствует 0,005 г осажденного железа. Отсюда следует, что максимальный поток железа, осаждающегося в результате его реакции с растворенным кислородом, будет

$$J_{Fe(O_2)} = 16{,}4 \text{ млн}^{-1}/\text{кг}.$$

Это составляет лишь 20,4% общей скорости удаления железа из слоя с температурой 44° С. Таким образом, 79,6% железа должны были удаляться без окисления растворенным кислородом, поступившим в результате смешения рассола с морской водой. Общий баланс железа при динамическом равновесии системы определится следующими величинами (приток в млн$^{-1}$/кг, в скобках указаны доли общего потока железа, поступающего в слой с температурой 44° С и удаляющегося из него):

в слой с температурой 44° С из слоя с температурой 56° С поступает 81,0 (100%);

в морскую воду из слоя с температурой 44° С в результате диффузии и адвекции поступает 0,5 (0,6%);

осаждается из слоя с температурой 44° С в виде $Fe(OH)_3$ 16,4 (20,3%);

осаждается иными способами из слоя с температурой 44° С 64,1 (79,1%).

Совершенно очевидно, что для принятия модели динамического равновесия системы необходимо предположить какие-то иные способы дополнительного осаждения железа. Можно было бы думать, что железо, а также цинк, свинец и медь осаждались из слоя с температурой 44° С в виде сульфидов в результате поступления сюда из морской воды в процессе смешения небольшого количества серы, возникшей при биогенном восстановлении сульфата в морской воде. Однако, как это уже обсуждалось выше, в случае участия биогенной серы сульфиды должны быть обогащены изотопом ^{34}S, что в действительности не наблюдается. Кроме того, как указывали Уотсон и Уотербери, FeS в осадках не установлен, а непосредственное осаждение пирита в результате предположенного выше процесса представляется в высшей степени сомнительным.

В настоящее время наиболее вероятным способом осаждения железа представляется седиментация $FeCO_3$ совместно с $MnCO_3$ (родохрозит), поскольку в осадках действительно наблюдается сидерит. Для осаждения 64,1 млн$^{-1}$/кг в виде $FeCO_3$ необходимо, чтобы одновременно из слоя с температурой 44° С было удалено 70 млн$^{-1}$/кг растворенного карбоната ($J_{HCO_3^-}$). Концентрация растворенного карбоната в слое рассолов с температурой 56° С составляет $C_B =$ = 143 млн$^{-1}$ [32], а в придонных красноморских водах, как подсчитано выше, содержание HCO_3^- составляет C_{SW} 135 млн$^{-1}$. Исходя из этих цифр по уравнению (10), находим, что для обеспечения необходимой величины $J_{HCO_3^-}$ концентрация растворенного карбоната в слое с тем-

пературой 44° С должна быть $C_{44}(HCO_3^-) = 108$ млн$^{-1}$. Эту цифру следует сопоставить с аналогичной величиной для условий $J = 0$ (карбонат совершенно не осаждался): $C_{44}(HCO_3^-) = 138{,}5$ млн$^{-1}$. Таким образом, гипотезу осаждения железа в виде $FeCO_3$ можно проверить непосредственными определениями, поскольку в случае ее справедливости в слое с температурой 44° С должен наблюдаться минимум концентрации растворенного карбоната по сравнению с содержаниями этого компонента в нижнем слое рассолов и нормальной морской воде.

Были произведены [14] определения вариаций содержания изотопа углерода ^{13}C в растворенном карбонате по разрезу через слой рассолов. При этом, к сожалению, сами по себе концентрации растворенного карбоната не определялись. Для ^{13}C было установлено следующее распределение: $\delta_B = -4{,}2$; $\delta_{44} = -2$; $\delta_{SW} = +0{,}8‰$. Используя эти цифры, а также значение $J_{HCO_3^-} = 70$, мы по уравнению (10), учитывая изотопную природу исходных величин, получим величину $(\alpha - 1)$ для процесса осаждения, равную $2{,}6‰$. Вейсс [32] показал, что данные, полученные им для химического состава рассолов, оказались несколько искаженными в результате потери CO_2 при опробовании. Этот вывод был сделан на основании установленного пониженного содержания ^{13}C ($\delta_B = -5{,}6$) в рассоле, что могло иметь место при отделении CO_2 из проб. Если принять значения $\delta_B = -5{,}6$ и $\delta_{44} = -3{,}4‰$ как относительно достоверные, то для $(\alpha - 1)$ мы получим значение $+6{,}1‰$. Таким образом, коэффициент фракционирования изотопов углерода, вероятно, находится в пределах между 1,0006 и 1,006, т. е. между величиной, определенной Дейсером и Дегенсом и полученной исходя из содержания HCO_3^- в нормальных придонных водах. Приведенные цифры довольно удовлетворительно отвечают современным неполным знаниям об этом коэффициенте [25, 13, 34].

Допустим, что при осаждении сидерита фракционирование (с обогащением осадка изотопом ^{13}C) отвечало коэффициенту $\alpha = 1{,}004$. Тогда, используя δ_B и δ_{SW} Дейсера и Дегенса, мы вычислим при условии $J_{HCO_3^-} = 0$ и $C_{44} = 138{,}5$ млн$^{-1}$ величину $\delta_{44} = 1{,}4‰$. Аналогичным образом, для условий $J_{HCO_3^-} = 70$ и $C_{44} = 108$ величина δ_{44} составит $-2{,}3‰$. Это означает, что различия δ_{44} для двух условий соответствуют разбросу непосредственных определений этой величины. Из этого в свою очередь следует, что различия в концентрациях растворенного карбоната гораздо более чувствительны к процессу осаждения $FeCO_3$, чем величины изотопных отношений. В конечном счете приходится признать, что проверку гипотезы можно провести лишь определениями реальных концентраций растворенного карбоната в придонных слоях.

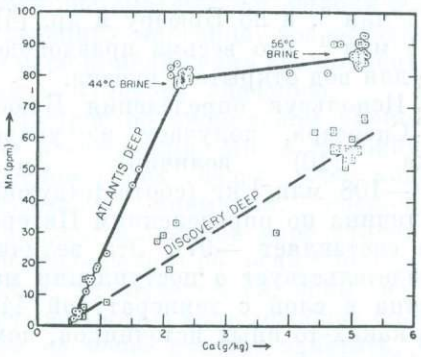
В осадках впадины Атлантис II значительная часть железа присутствует в виде аморфных окислов с изменчивым состоянием окисленности. Эти окислы, вероятно, находятся на разных стадиях превращения в гётит. Кроме того, в заметных количествах присутствуют сидерит и пирит. Каплан и др. [20] показали, что окисление серы и сульфидов осуществляется в настоящее время в самом осадке. В пользу этого свидетельствуют локальные увеличения концентрации SO_4^{2-} с одновременным обогащением этого компонента изотопом ^{32}S. Можно предположить, что процесс окисления серы и H_2S происходил с участием карбонатного иона сидерита:

$$CO_3^{2-} + H_2S + H_2O = SO_4^{2-} + CH_4. \qquad (15)$$

Возникающее в результате этой реакции за счет разложения сидерита закисное железо впоследствии окисляется образующейся в качестве промежуточного продукта двуокисью серы (SO_2). Кроме того, $FeCO_3$ мог реагировать с H_2S с образованием FeS, а затем FeS_2 в результате взаимодействия с элементарной серой.

Из работы Каплана очевидно, что в осадках впадины Атлантис II проявились весьма усложненные химические соотношения серы, присутствующей здесь во всех валентностях. В связи с этим в настоящее время весьма трудно точно рассчитать различные окислительно-восстановительные реакции, определяющие баланс закисного и окисного железа.

Круговорот железа в рассолах. В процессе осаждения $FeCO_3$ из слоя с температурой 44° С часть его могла растворяться в слое рассола с температурой 56° С и вновь поступать в верхний слой. В этом случае концентрации HCO_3^- и Fe в слое рассола с температурой 56° С будут больше, чем в новых его порциях, поступающих в депрессию. Ранее мы предполагали, что содержания этих компонентов в депрессии непосредственно соответствуют их количеству в притекающем рассоле. Допустим, что содержание карбонатного иона в новых порциях поступающего рассола соответствует его количеству в исходной морской воде соленостью 38,2‰ и составляет 125 млн$^{-1}$. В этом случае концентрация HCO_3^- в рассоле, поступающем во впадину, составит 125/1,295 = 95,5 млн$^{-1}$. Отсюда следует, что повторный приток HCO_3^- в слой рассола с температурой 56° С составит 143 — 96,5 = = 46,5 млн$^{-1}$/кг. При $J_{HCO_3^-}$ = = 70 млн$^{-1}$/кг в слое с температурой 44° С две трети осаждающегося карбоната (46,5/70) будет растворяться в слое с температурой 56° С и участвовать в циклическом круговороте, и лишь одна треть карбоната непосредственно выпадает в донный осадок. Аналогичным образом и две трети железа циклически поступает в рассол с температурой 56° С. Таким образом, из упомянутого выше количества железа, выпадающего в осадок не в виде окислов и составляющего 79,1% общей его осаждающейся массы, 52,5% поступает в циклический круговорот и лишь 26,6% попадает непосредственно в донный осадок. Отсюда следует, что концентрация железа, установленная в нижнем слое рассола, лишь на 47,5% обусловлена поступлением вещества с новыми порциями рассола, т. е. из 81 млн$^{-1}$ на привносимый материал приходится лишь 38,5 млн$^{-1}$. Эти процессы следует учитывать при рассмотрении химических реакций, проявляющихся в конвекционных ячейках и при сопоставлениях изучаемых рассолов с водами других типов по содержаниям микроэлементов с целью генетических оценок.



Ф и г. 8. Соотношение концентраций Mn и Ca в водах впадин Атлантис II и Дискавери.

По данным М. Питерсона, устное сообщение, 1968г.

Марганец. На фиг. 8 приводятся вариации отношения Mn/Ca в рассолах впадин Атлантис II и Дискавери по данным Питерсона, полученным в процессе экспедиции судна «Чейн» в 1966 г. В рассолах впадины Дискавери обнаруживается значительный разброс величин рассматриваемого отношения, но в целом установлен процесс смешения относительно обедненных рассолов и морской воды. Однако в слое рассолов с температурой 44° С во впадине Атлантис II концентрация Mn примерно вдвое превышает цифру 37 млн$^{-1}$, которую следовало бы ожидать при смешении рассолов с температурой 56° С и морской воды в соответствии с моделью динамического равновесия системы. Данные Питерсона по содержанию марганца (C_B = 86 ± 4 млн$^{-1}$, C_{44} = 79 ± 2 и 56 млн$^{-1}$ в рассоле впадины Дискавери) очень близки к содержаниям этого элемента (соответственно 82, 82 и 54,6 млн$^{-1}$), установленным Брюером и Спенсером [3]. Таким

образом, содержания марганца в рассолах впадины Атлантис II в связи с хорошей воспроизводимостью определений кажутся вполне достоверными. Определения содержаний кальция во всех рассолах по Питерсону, Брюеру и Спенсеру вполне идентичны. Однако, по данным первого автора, концентрация этого элемента в придонной морской воде составляет 432 млн$^{-1}$, а по Брюеру и др. [4]— 471 млн$^{-1}$, что весьма правдоподобно для вод открытого океана.

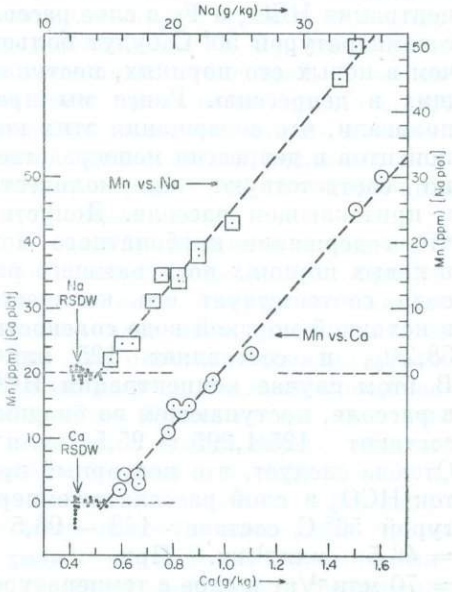
Используя определения Брюера и Спенсера, получаем из уравнения (10) величину $J_{Mn} = -108$ млн$^{-1}$/кг (соответствующая величина по определениям Питерсона составляет —97). Эта величина свидетельствует о поступлении марганца в слой с температурой 44° С из каких-то иных источников, помимо морской воды или рассолов из слоя с температурой 56° С. Баланс марганца в соответствии с моделью динамического равновесия системы характеризуется следующими цифрами (в единицах притока рассола из слоя с температурой 56° С, в скобках дается доля общего притока компонента в морскую воду):

в слой с температурой 44° С из слоя с температурой 56° С поступает 82 (43%);

в слой с температурой 44° С из иных источников поступает 108 (57%);

истекает в морскую воду в результате диффузии и адвекции 190 (100%).

Можно предположить, что марганец в слой с температурой 44° С в значительной мере поступает за счет прямого растворения марганцевых минералов осадков на склонах впадины или в результате круговорота марганца, подобного рассмотренному выше применительно к железу. Однако в случае круговорота марганца его осаждение в отличие от железа происходит из перекрывающего слоя нормальной морской воды, а повторное растворение осуществляется в слое с температурой 44° С. Если подобный круговорот Mn действительно проявляется, то поведение этого элемента в разрезе переходной зоны выше слоя с температурой 44° С во впадине Атлантис II не должно быть консервативным. По определениям Питерсона в экспедиционный сезон «Чейна» в 1966 г. на фиг. 9 показана зависимость содержания (откорректированного) марганца от концентраций кальция и натрия. В диаграмме использованы все пробы шести гидрографических станций, взятые в интересующем нас интервале глубин. В трех пробах (0,61, 0,80, 0,95) содержание кальция оказалось выше, чем показано на графике, в два раза. Эти определения были



Фиг. 9. Соотношение концентрации Mn и концентраций Na и Ca в переходной зоне над слоем рассолов впадины Атлантис II.

Стрелками показаны содержания Na и Ca в придонных водах Красного моря. Точками без дополнительных значков обозначены величины содержаний Na и Ca в тех пробах, в которых содержания Mn были меньше 1 млн$^{-1}$. Линии построены посредством аппроксимации методом наименьших квадратов с использованием всех величин, показанных фигуративными точками с дополнительными значками (включая и значения для слоя рассолов с температурой 44° С). (По данным М. Питерсона, устное сообщение, 1968 г.).

нормализованы с использованием зависимости содержания кальция от натрия. Точки в области низких содержаний, показанные без кружочков, относятся к пробам, для которых максимальные содержания, прове-

ренные Питерсоном, составляют менее 1 млн$^{-1}$. Точки, обведенные кружочками и квадратиками, соотносятся с проведенными линиями в пределах наименьших квадратичных отклонений. На этих же линиях располагаются и фигуративные точки среднего состава рассола с температурой 44° С (Mn = 79 млн$^{-1}$, Ca = = 2,30 г/кг, Na = 46,9 г/кг). Линии фиг. 9 отвечают регрессивным уравнениям

$$Mn = 45{,}50Ca - 24{,}44, \quad (S = 1{,}5);$$

$$Mn = 2{,}434Na - 34{,}587, \quad (S = 1{,}3),$$

в которых Mn дается в млн$^{-1}$, Ca и Na в г/кг, в скобках даны стандартные отклонения регрессий. Таким образом, соотношения марганца с обоими консервативными элементами имеют четкий линейный характер и отсутствуют какие-либо указания на осаждение марганца из морской воды выше поверхности ее раздела со слоем рассола с температурой 44° С.

Как линия Mn/Ca, так и линия Mn/Na приходят к нулевым величинам Mn при содержаниях Ca (0,537 г/кг) и Na (14,20 г/кг), значительно превышающих концентрации этих элементов в нормальной морской воде. Так, среднее содержание Na в красноморской воде, по 12 анализам Питерсона, менее 13 г/кг, средние содержания Ca и Na по уточненным данным (со средними стандартными отклонениями) составляют: Ca = 0,432 ± 0,002 г/кг, Na = = 12,5 ± 0,08 г/кг. Таким образом, марганец исчезает при содержаниях Ca и Na, значимо отличающихся от средних концентраций этих элементов в нормальной красноморской воде (среднее содержание марганца в нормальной морской воде составляет 0,004 млн$^{-1}$). Выше уже было отмечено, что среднее содержание Ca, по данным Питерсона, на 0,04 г/кг занижено по сравнению с наиболее вероятной концентрацией этого элемента для глубинных вод, однако эта величина составляет лишь небольшую долю разности между 0,537 и 0,432 г/кг. Если экстраполировать кривые фиг. 9 к средним содержаниям Ca и Na в нормальной морской воде, то этим величинам будут соответствовать значения содержания марганца на 4—5 млн$^{-1}$ ниже нуля. Это значительно больше величины разброса в определениях марганца (применительно к зависимости фиг. 9). Однако нельзя исключать и возможности систематической ошибки в определениях марганца, возрастающей по мере приближения его концентраций к нулевому значению.

Вопрос об аномальном уменьшении содержания Mn в глубинных красноморских водах заслуживает серьезного внимания, поскольку этот факт в сильной мере влияет на предположения об осаждении марганца из переходной зоны и его кругообороте в вышележащих слоях. Тем не менее следует заметить, что крайне затруднительно представить такой механизм осаждения элемента, при котором сохранились бы его четкие линейные соотношения с другими элементами и который отразился бы лишь в смещении нулевой точки. Кроме того, и сама по себе величина рассматриваемого смещения от нулевой точки недостаточна, чтобы с нею можно было связать количество участвующего в круговороте марганца (108 млн$^{-1}$ кг или 57% марганца, поступающего при смешении в морскую воду). Таким образом, в настоящее время наиболее вероятным представляется, что марганец растворяется непосредственно в слое с температурой 44° С в тех участках, где этот слой упирается в донные осадки на склонах впадины. В таких участках в рассол может вновь поступать ранее выпавший в осадок марганец. Необходимо заметить, что концентрация марганца в слое с температурой 56° С, вероятно, также сильно возросла по сравнению с первичным содержанием этого элемента в поступающем с течением рассоле. Близость концентраций марганца в слоях с температурами 44 и 56° С может попросту свидетельствовать о том, что оба они насыщены марганцем. Аналогичной может быть природа повышенных концентраций в

рассолах свинца и цинка, которые также могут быть обусловлены круговоротом или повторным растворением этих элементов.

Цинк, медь, свинец, кобальт. Расхождения в определениях содержаний этих элементов Брюером и Спенсером [3] и Питерсоном настолько велики, что не имеет даже смысла вычислять J по результатам обеих серий определений. Так, Брюер и Спенсер приводят следующие содержания элементов в слоях рассолов с температурой 56 и 44° С (млн$^{-1}$): Zn 5,4 и 0,15; Cu 0,26 и 0,017; Pb 0,63 и 0,009; Co 0,16 и $8 \cdot 10^{-4}$. По определениям Питерсона содержания этих элементов равны (млн$^{-1}$): Zn 7 (5 в бутылях Нискина) и около 2,7; Cu 0,3 (по 0,04 в бутылях Нискина) и 0,3; Pb 0,2 (0,10 в бутылях Нискина) и 0,10; Co 0,005 (по 0,03 в бутылях Нискина) и 0,15. Ранее уже отмечались столь же резкие расхождения в определениях содержаний лития. Поскольку бутыли Нискина лишены металлических примесей, отобранные в них пробы могут быть более достоверными в отношении содержаний Cu и Pb, однако остальные расхождения трудно объяснить. Во всех случаях, по определениям Брюера и Спенсера, величины J всех четырех рассматриваемых металлов имеют положительный знак. По этим данным осаждение Zn, Cu, Pb и Co должно происходить из слоя с температурой 44° С, а приток их сюда из слоя с температурой 56° С составляет (в %): Zn 93,5; Cu 85; Pb 97; Co 99. Однако по определениям Питерсона получаются следующие значения: J для Zn приблизительно равно 0 (все удаляется при смешении), для Cu — резко отрицательно (привнос в слой с температурой 44°), а для Pb и Co — нулевое или отрицательное. По определениям Питерсона, можно прийти к выводу, что выше слоя рассолов с температурой 56° С все металлы ведут себя инертно. Однако для каких-либо заключений о балансе вещества необходимы более надежные детальные сведения о реальных концентрациях металлов.

ВПАДИНА ДИСКАВЕРИ

Распределения элементов в вертикальном сечении рассола во впадине Дискавери, установленные Питерсоном в экспедиционный сезон «Чейна» 1966 г., отличаются от установленных во впадине Атлантис II. Во впадине Дискавери в интервале глубин 1980—2010 м наблюдается лишь слабое увеличение концентраций по сравнению с морской водой, а затем до глубины 2065 м происходит почти точно линейное возрастание содержаний компонентов. К сожалению, не отбирались пробы между глубиной 2040 м, на которой происходит скачкообразное повышение температуры до 36° С, и поверхностью раздела двух слоев рассолов. В связи с этим остается неясным, существует ли в действительности в этом промежутке конвектирующий прослой, наличие которого можно предполагать по единичным определениям. Температурные профили не имеют линейного характера и более полого наклонены от поверхности раздела двух слоев рассолов, чем кривые изменения концентраций. В общем подобное распределение компонентов можно увязать с моделью застойного состояния рассолов без какого бы то ни было адвекционного их притока, однако для окончательного решения этого вопроса необходимы более детальные определения. Возникновение рассолов промежуточных слоев обеих впадин нельзя связывать с разбавлением первичных крепких рассолов относительно эвапоритизированной водой Красного моря большей, чем в настоящее время, солености, так как в этом случае кривые разбавления или смешения Mg и SO_4^{-2} должны быть выпуклыми, как это показано в первом разделе статьи. Таким образом, смешение рассолов с глубинными красноморскими водами происходило, вероятно, непрерывно и сразу же после заполнения рассолами двух депрессий.

Данные, использованные при построении диаграммы фиг. 1, как будто свидетельствуют о различных концентрациях калия в двух впади-

нах, однако, по определениям Питерсона, содержания этого элемента в рассолах слоя с температурой 56° С во впадине Атлантис II и в рассолах впадины Дискавери совершенно тождественны. Концентрации железа и марганца во впадине Дискавери, по всем определениям, ниже, чем в рассолах с температурой 56° С во впадине Атлантис II. По определениям Брюера и Спенсера [3] разность концентраций железа в двух впадинах составляет 81 млн$^{-1}$, а та же разность для марганца — 27,4 млн$^{-1}$. Эти величины эквивалентны содержанию HCO_3^- 88,5 и 30,4 млн$^{-1}$ соответственно (суммарно 119 млн$^{-1}$), если предполагать, что удаление из рассола железа и марганца происходило в результате осаждения $FeCO_3$ и $MnCO_3$. Наблюдающаяся разность содержаний HCO_3^- в тех же двух рассолах составляет 112 млн$^{-1}$, что весьма убедительно свидетельствует в пользу предположения об осаждении вещества из рассолов в карбонатной форме и объясняет различия в содержании карбонат-иона.

Вейсс [32] установил различные концентрации изотопа ^{13}C в двух сопоставляемых рассолах: $\delta^{13}C$ в слое с температурой 56° С во впадине Атлантис II составляет —5,6‰, а во впадине Дискавери —16,8‰, содержания HCO_3^- соответственно равны 142,7 млн$^{-1}$ и 30,4 млн$^{-1}$. Если предположить, что осаждение карбонатов осуществлялось в закрытой системе как релеевский процесс, то оставшаяся в рассоле доля карбоната составляет 21,3%. Это соответствует коэффициенту фракционирования изотопа ^{13}C, равному 1,0073 и примерно соответствующему вычисленному для процесса седиментации во впадине Атлантис II. Эта величина кажется довольно реальной. Соответствие величин уменьшения содержаний HCO_3^- и ^{13}C трудно объяснить каким-либо процессом, включающим поступление легкого изотопа углерода, например, за счет органического вещества. Убедительные доказательства осаждения карбонатов в закрытой системе, наряду с другими данными, свидетельствуют в пользу предположения о застойном характере рассолов во впадине Дискавери, в которую не поступали новые порции рассолов.

ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОУГЛЕРОДА В РАССОЛАХ ВПАДИНЫ АТЛАНТИС II

Из проб рассола и расположенных выше слоев придонных вод извлекался растворенный карбонат для определения содержания ^{13}C. Пробы воды отбирались в бутыли Нискина объемом 400 л, а CO_2 экстрагировался в барабаны объемом 55 галлонов по методике «Ламонт текник» с использованием КОН. Предварительные результаты этих определений были опубликованы ранее [9]. Было установлено отсутствие CO_2 в реагенте КОН при чувствительности определения 0,2 см^3. Пробы были отобраны с глубины 1000 м и в 160 м выше поверхности слоя рассола (на глубине ~1850 м), а также непосредственно в слое рассола с температурой 56° С. Определение ^{13}C производилось из CH_4, что позволяло сопоставлять результаты определений со стандартами.

В табл. 6 приведены результаты определений радиоуглерода. Содержание радиоуглерода определялось по числу импульсов, испускаемых CH_4, на счетчике Ёшгера при давлении 90 см. Частота импульсов эталона (NBS-щавелевая кислота) составляла 11,413 ± 0,085 в минуту. Результаты измерений выражались уравнением (Lamont normalization)

$$\Delta^{14}C = \delta^{14}C - (2\delta^{13}C + 50)(1 + 10^{-3}\delta^{14}C),$$

где $\delta^{14}C$ — разность в скорости отсчета импульсов образца и стандарта (0,95 × NBS-щавелевая кислота), а $\Delta^{14}C$ — та же величина, откорректированная на вариации ^{13}C (все величины δ выражены в промилле). Поправка к частоте (±0,085) — это стандартное отклонение отсчета. В табл. 6 приведены также объем воды, из которой извлекалась CO_2, и опре-

деленные при этом количества CO_2, выраженные в виде HCO_3^-. Проба рассола была взята в два барабана. Углерод из одностадийного барботера (с КОН) определялся отдельно с целью дополнительного контроля определений. Судя по величинам $\delta^{13}C$, при отборе этой независимой пробы проявляется заметное фракционирование ($\alpha = 1{,}007$), однако нормализованные величины $\Delta^{14}C$ в отдельных навесках пробы очень близки друг к другу.

Содержание хлора в пробе рассола составляло 152,34 г/кг, тогда как истинное значение этой величины 155,5 г/кг. Было установлено, что в закрытый баллон при подъеме проникало небольшое количество морской воды. Указанные различия в содержаниях хлора свидетельствуют о том, что в емкость проникло 2% морской воды. В связи с этим производилась окончательная корректировка величины $\Delta^{14}C$ с использованием $\Delta^{14}C$ морской воды, равной $-18‰$ (среднее по двум определениям), а содержание HCO_3^- в рассоле после этой корректировки составляло 143 млн$^{-1}$ [32], тогда как ранее для придонных вод Красного моря была принята концентрация HCO_3^- 135 млн$^{-1}$. Средняя окончательно откорректированная величина $\Delta^{14}C$ рассола составляет $-866‰$. Заниженное содержание CO_2 в обсуждаемой пробе рассола (56% точной величины) объясняется потерей газа в процессе транспортировки пробы к поверхности. С этим связано слабое обогащение газа пробы изотопом ^{13}C по сравнению с пробами, отобранными в герметически закрывающиеся сосуды ($-4{,}8‰$ по сравнению с $-5{,}6‰$).

Для истолкования результатов определений радиоуглерода в рассолах и водах Красного моря можно прибегнуть к рассмотренной автором ранее в печати [5] модели интерпретации радиоуглеродного возраста движущейся системы с резервуаром. В соответствии с этой моделью определяются два возраста динамического равновесия системы: возраст t и возраст τ. Первая величина характеризует время движения гидродинамического потока из его источника по водоносному горизонту до резервуара, а вторая величина соответствует отрезку времени, в течение которого материал пребывал в резервуаре. В случае кратковременного пребывания в резервуаре необходимо рассматривать дополнительно еще одну величину Δt, характеризующую пе-

Таблица 6

Содержания радиоуглерода в морских водах Красного моря и рассоле впадины Атлантис II

Номер пробы [1]	Глубина взятия и характер пробы	Объем пробы, л	ΣCO_2 в виде HCO_3^-, млн$^{-1}$	$\delta^{14}C$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰	$\Delta^{14}C$, ‰
690	Морская вода, 1000 м	120	104	39,3	—0,25	—12±10
691	Морская вода, 1850 м (в 160 м выше слоя рассолов)	197	98	28,1	+0,49	—24±10
692	Рассол (в обоих коллекторах КОН)	(400)	(54) [2]	—842	—2,8	—849±4
693	Рассол (коллектор с КОН на втором барабане)	(400)	(26) [2]	—846	—8,5	—851±4
	Среднее для рассола (по пробам с загрязнением морской водой на 2‰)	400	80	—	—4,8	—866±4

[1] Номера проб радиоуглеродной лаборатории института Тата.
[2] В пробах 692 и 693 содержание CO_2 при нормальных условиях соответственно составляло 9,6 и 4,7 л.

реходный период, в течение которого в системе устанавливаются устойчивые концентрации. Общее уравнение концентрации радиоуглерода (в нашем случае — в слое рассола с температурой 56° С) будет следующим:

$$\frac{R_T}{R_0}\frac{X}{X_0}=\frac{e^{-\lambda t}}{(1+\lambda\tau)}(1+T), \quad (16)$$

где R_T — отношение $^{14}C/^{12}C$ в резервуаре, определенное в некоторый момент после заполнения резервуара раствором, R_0 — отношение $^{14}C/^{12}C$ в исходном растворе, начавшем свое движение из источника в рассматриваемый резервуар, t — период течения раствора по водоносному горизонту, τ —время пребывания раствора в резервуаре. Члены X и X_0 соответственно представляют собой отношения $^{12}C/H_2O$ в резервуаре и в исходном растворе в месте, из которого началось движение. При использовании этих отношений вместо концентраций, что предлагалось ранее [5], мы исключаем влияние других компонентов, присутствующих в растворе. Величина λ — постоянная радиоактивного распада — равна для радиоуглерода 1/8267 год$^{-1}$.

В обсуждаемой модели в рассол в процессе его движения по водоносному горизонту или уже в период его пребывания в резервуаре может быть введен нерадиоактивный углерод. При $t = 0$, т. е. при очень быстрой миграции рассола по водоносному горизонту, уменьшение содержания радиоуглерода бывает обусловлено лишь его утратой в период перемешивания в резервуаре и за счет поступления в резервуар нерадиоактивного углерода. При $\tau = 0$ эти эффекты связаны лишь с радиоактивным распадом в процессе миграции по водоносному горизонту и поступлением в этот период нерадиоактивного углерода (например, если в поток попадают кусочки древесины). Величина τ определяется отношением количества углерода (или воды) в резервуаре к потоку углерода (или воды), истекающему из резервуара (предполагается, что при этом углерод и вода сохраняют те же количественные соотношения, что и в резервуаре).

Величина, характеризующая переходный период T, стремится к нулю по мере увеличения времени после заполнения резервуара. При незначительной величине T отношение R_T можно заменить на R_S, т. е. на отношение $^{14}C/^{12}C$ в резервуаре при равновесном состоянии системы, которое уже не изменяется со временем. Следовательно, $(R_T/R_S)=1+T$, и T определяет отклонения активности радиоуглерода от динамического равновесия.

На модели, принятой для переходной стадии, т. е. периода заполнения резервуара, рассматривается величина T, поскольку нам необходимо знать концентрацию радиоуглерода при окончании процесса заполнения резервуара для того, чтобы можно было проинтегрировать дифференциальное уравнение, из которого получается выражение (16). В принятой здесь модели допускается, что рассол непрерывно втекает в резервуар и перемешивается в нем без какого-либо истечения до тех пор, пока резервуар не заполнится настолько, что в нем установится динамическое равновесие. Период от начала движения рассола по водоносному горизонту и до начала его оттока из резервуара составляет $(t+\tau)$. В этот момент отношение $^{14}C/^{12}C$ в резервуаре определяется выражением

$$\frac{R_{(t+\tau)}}{R_0}\frac{X}{X_0}=\frac{e^{-\lambda t}}{\lambda\tau}(1-e^{-\lambda\tau}). \quad (17)$$

В этот момент резервуар заполняется настолько, что в нем создается динамически равновесное состояние (при допущении постоянной скорости притока). Интегрируя от значения отношения $^{14}C/^{13}C$ [уравнение (17)] до некоторого его значения при более позднем Δt, характеризующемся временем, прошедшим с момента заполнения разервуара, получаем следующую функцию T в уравнении (16):

$$T=\frac{e^{-\frac{\Delta t}{\tau}(1+\lambda\tau)}[1-e^{-\lambda\tau}(1+\lambda\tau)]}{\lambda\tau}. \quad (18)$$

R_T есть отношение $^{14}C/^{13}C$ для любого момента времени $(t + \tau + \Delta t)$ после начала течения потока рассола по водоносному горизонту или для любого момента времени Δt после заполнения резервуара. Эта величина стремится к R_S по мере того, как Δt стремится к бесконечности.

Уравнения (16) и (18) решаются посредством выявления функциональной зависимости t от данных величин τ и Δt с использованием установленных или принятых значений членов левой части следующего уравнения:

$$\frac{R_T}{R_0}\frac{X}{X_0} = \frac{X}{X_0}\left[1 - \frac{(\Delta_0 - \Delta_B)}{(1000 + \Delta_0)}\right]. \quad (19)$$

Все величины выражены в промилле. Величина Δ_B (табл. 6), определенная для рассола, составляет $-866‰$. Величина Δ_0 для исходной воды рассола принимается равной $-50‰$ в соответствии с современной оценкой радиоактивности чистых поверхностных океанических вод. В настоящее время содержание радиоуглерода в водах Красного моря несколько больше и составляет, по данным определений экспедиции на судне «Зефирус» в 1962 г., в водах умеренных глубин $-75‰$, а в придонных водах $-62‰$. Повышенное содержание радиоуглерода связано с испытаниями ядерного оружия. Отношение (X/X_0) представляет собой коэффициент концентрации HCO_3^-, вычисленная величина которого приведена в табл. 4. Эта величина при допущении, что в исходной воде соленостью $38{,}2‰$ концентрация HCO_3^- была 125 млн$^{-1}$, составляет 1,48. Таким образом, в уравнении (19) значение этого отношения составит 0,209.

В табл. 7 приведено решение уравнения (16) с использованием численной величины отношения активности к разбавлению (0,209). В последней колонке этой таблицы даны величины для динамически равновесного состояния системы, определенные как функции τ для условий $\Delta t = \infty$, $T = 0$. Допустим, что около 50% углерода в системе представляет собой дополнительно поступивший нерадиоактивный углерод. Примем также, что время пребывания флюида в резервуаре стремится к нулю (в этом случае кусочек древесины с исходной величиной Δ, равной $-50‰$, будет иметь типичную

Таблица 7

Варианты решения уравнений для определения абсолютного возраста рассолов (в годах) радиоуглеродным методом

Время пребывания рассолов во впадине	Время продвижения рассолов по водоносному горизонту (t) при разных значениях Δt			
	$\Delta t = 0$	$\Delta t = 5000$	$\Delta t = 12\,000$	Состояние динамического равновесия
0	12 940	12 940	12 940	12 940
2 000	11 960	11 910	11 150	11 150
5 000	10 570	9 360	9 070	9 030
10 000	8 440	7 120	6 550	6 390
15 000	6 540	5 300	4 640	4 390
20 000	4 870	3 730	3 080	2 780
25 000	3 380	2 360	1 740	1 430
30 000	2 060	1 150	580	270

В таблице приведены возможные решения уравнений (16) и (18) с использованием фактически установленной величины (R/R_0) $(X/X_0) = 0{,}209$. Время течения растворов по водоносному горизонту (t) вычислено для данных значений τ (время пребывания рассолов во впадине) и Δt — отрезок времени от заполнения рассолами впадины до установления динамического равновесия радиоактивности. Цифры, расположенные выше пунктирной линии, соответствуют независимым определениям абсолютного возраста [21, 13].

современную радиоактивность). При соблюдении этих условий время течения рассола по водоносному горизонту (t) составит 12 940 лет. Для некоторого конечного значения времени пребывания рассола в резервуаре время его течения по водоносному горизонту соответственно сокращается и в конечном счете при $t = 0$ период пребывания рассола в резервуаре (τ) составит 31 390 лет. Динамическое равновесие системы в соответствии с решением уравнения (16) возможно при любых сочетаниях t и τ в указанных выше пределах. Эти предельные (и промежуточные) значения величин t и τ в общем не сильно зависят от принятой величины отношения (X/X_0). Так, если мы допустим, что первоначальная концентрация HCO_3^- была 110 млн$^{-1}$ (вероятно, минимальное значение этого параметра для морской воды соленостью 38,2‰), то значения t будут находиться в интервале 0—11 890 лет, а пределы τ — в интервале 26 560—0. Для $(X/X_0) = 1$ (разбавление не происходило) величина t варьирует от 0 до 16 200 лет, а τ — от 50 360 лет до 0.

При некоторых конечных значениях периода пребывания рассола в резервуаре время его течения по водоносному горизонту и продолжительность переходного периода в резервуаре находятся в обратной зависимости друг от друга. Это объясняется тем, что максимальное уменьшение концентрации ^{14}C в резервуаре происходит при содержаниях, свойственных равновесному состоянию системы, которое достигается при $\Delta t \approx 2\tau$. Таким образом, значения t при данном значении τ уменьшаются по мере того, как Δt от нуля стремится к бесконечности. Для достижения равновесных концентраций в рассматриваемой системе не нужны периоды времени порядка 4—5 τ, так как отношение $^{14}C/^{12}C$ в момент заполнения резервуара уже близко к конечной величине динамического равновесия. Можно показать, что отношение $R_{t+\tau}/R_S$ возрастает до величины больше единицы и снова стремится к единице по мере того, как τ увеличивается от нуля до бесконечности. Максимальное промежуточное значение это отношение во всех системах будет иметь при $\lambda\tau = 1{,}793$. Максимальное значение для ^{14}C составляет 1,56 и соответствует $\tau = 14\,825$ лет.

В колонках 2, 3 и 4 табл. 7 приведены данные для промежуточных условий. При этом общее время с начала течения рассола в водоносном горизонте равно $t + \tau + \Delta t$; время с момента, когда в депрессию начал поступать рассол, равно $\tau + \Delta t$, а время после заполнения впадины и до момента установления динамического равновесия в системе характеризуется величиной Δt. Если принять, что известные геохронологические данные [14, 21] соответствуют действительности, то решения применительно к рассматриваемой модели ограничены пределами значений величин, расположенных в верхней левой половине табл. 7 выше пунктирной линии (от $\tau = 12\,000$ и $\Delta t = 0$ до $\tau = 0$ и $\Delta t = 12\,000$ лет). Однако решения в этих пределах включают период течения рассола по водоносному горизонту от 8400 до 12 900 лет, что несовместимо с данными по изотопному составу воды рассолов, который в общем соответствует современному. Такой изотопный состав у морской воды мог установиться лишь несколько тысяч лет назад (в пределах такого периода вариации содержания ^{18}O могли отклоняться на 0,2‰, а дейтерия — на 1‰). Решения, включающие время течения рассолов по водоносному горизонту порядка первых тысяч лет, в табл. 7 располагаются ниже пунктирной линии. В этих случаях время пребывания рассола в резервуаре составляет не менее 15 000 лет. Таким образом, мы приходим к выводу, исходя из модели динамически-равновесного течения и разбавления рассолов, что ни одно из возможных решений не соответствует имеющимся геохимическим данным.

Чрезвычайно низкое содержание радиоуглерода в рассоле наталкивает на мысль о проявлении изотопного обмена с нерадиоактивным карбонат-

ным материалом. То, что такой обмен происходил именно с карбонатным веществом, можно предполагать исходя из относительно высокого значения отношения $^{13}C/^{12}C$ в рассоле. В результате изотопного обмена между рассолом и известковыми скелетами в донных осадках при поступлении рассолов во впадину, а также при круговороте карбонатного вещества рассол должен был обогащаться радиоуглеродом. С другой стороны, изотопный обмен между текущим рассолом и древним карбонатным материалом, присутствующим в водоносном горизонте, в нашей модели должен был бы приводить к видимому численному увеличению константы распада ^{14}C. Так, в соответствии с уравнением (16) при вдвое большем периоде полураспада ($1/\lambda = 4133$ лет) время течения рассола (при $\tau = 0$) составит 6470 лет. При $\Delta t = 0$ и $\tau = 10\,000$ лет в этом случае мы получим $t = 2430$ лет; при $\Delta t = 1000$ и $\tau = 2000$ t составит 4860 лет и т. д. Величины t составят по сравнению с приведенными в табл. 7: 50% при $\tau = 0$, около 45% при $\tau = 2000$, около 38% при $\tau = 5000$ и около 27% при $\tau = 10\,000$. Константы скорости изотопного обмена и радиоактивного распада примерно равны. Поэтому в случаях удаления радиоуглерода из рассола в результате изотопного обмена со средней скоростью, равной скорости распада, все решения в табл. 7, расположенные выше пунктирной линии, окажутся совместимыми с геохимическими данными. Этому процессу соответствует и величина отношения $^{13}C/^{12}C$ в рассоле впадины Атлантис II, которое примерно на 6% меньше, чем в нормальной морской воде. Подобное смещение изотопного отношения $^{13}C/^{12}C$ в растворенном углероде могло произойти в случае его смещения в направлении к равновесию с осажденным биогенным морским карбонатным веществом, особенно с коралловым материалом, в котором проявляется тенденция к пониженному содержанию ^{13}C.

Конечно, можно представить себе и более сложные процессы, приведшие к пониженному содержанию радиоуглерода в рассоле, однако наиболее простая интерпретация этого факта, вполне увязывающаяся со всеми современными данными по генезису рассолов,— это изотопный обмен с древним карбонатным веществом. Очевидно, определения содержаний радиоуглерода в рассолах слоя с температурой 44° С во впадине Атлантис II и во впадине Дискавери имели бы очень важное значение для понимания возраста и процессов смешения этих вод. Например, исходя из этих данных можно было бы определить скорость смешения рассолов во впадине Атлантис II, время их поступления, а возможно, и время притока их во впадину Дискавери. К сожалению, в момент опробования слоя рассолов с температурой 56° С во впадине Атлантис II не были опробованы остальные рассолы. Остается надеяться, что эти данные будут получены в дальнейшем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Имеющиеся в настоящее время данные по распределению микроэлементов, содержаниям главных элементов и физическим свойствам красноморских рассолов вполне увязываются с предложенной автором моделью динамически-равновесного состояния впадины Атлантис II. В соответствии с этой моделью морская вода просачивалась вниз сквозь эвапоритовые отложения и текла в северном направлении в результате напора, обусловленного разностью плотностей колонны рассолов и морской воды. При этом рассолы нагревались под влиянием локального термического градиента, величина которого вполне достаточна для того, чтобы обусловить прогрев рассолов до наблюдающихся температур. Изотопный состав воды рассолов, а также содержание растворенного в ней аргона свидетельствуют о том, что рассолы возникли за счет относительно теплых близповерхностных вод. Содержания в воде рассолов дейтерия и тяжелого изотопа кислорода

позволяют считать, что источник воды рассолов располагался в нескольких сотнях километров к югу от рассолоносных депрессий. Вероятно, расстояние между этим источником и депрессиями составляет около 800 км, поскольку по изотопному составу вода рассолов соответствует нормальным морским водам соленостью 38,2‰, а воды такой солености широко распространены лишь у южного порога Красного моря. Из этого района рассолы должны были мигрировать на расстояние по крайней мере 400 км в течение нескольких тысяч лет. Эта продолжительность движения рассолов позволяет предполагать, что они, вероятнее всего, просачивались по тонким трещинам в базальтах центрального рифта Красного моря. В воде рассолов не установлено термическое смещение содержания тяжелого изотопа кислорода. Это позволяет считать, что температура рассолов никогда не поднималась выше 100° С.

Спектры компонентов, сконцентрировавшихся в рассолах, подтверждают предположение о том, что их вещество в основном возникло за счет эвапоритов, вероятнее всего относящихся к сильвин-галитовой зоне. Часть компонентов (а именно Mg, SO_4^{2-}, I, F) присутствуют в рассолах в меньшем количестве, чем в исходной морской воде, при этом обеднение магнием и сульфат-ионом произошло почти в стехиометрических соотношениях, характерных для $MgSO_4$. Вероятно, удаление всех этих компонентов из рассолов обусловлено селективным их просачиванием через полупроницаемые мембраны (мембранная фильтрация). Кроме того, в рассолах установлено уменьшение содержания NO_3^- по сравнению с исходной морской водой, что, вероятно, обусловлено восстановлением этого компонента.

Вероятно, течение рассолов началось примерно 12 тыс. лет назад в момент, когда воды в результате подъема уровня моря перекрыли южный порог. В ледниковые же периоды этот регион осушался и из него не могли поступать воды, за счет которых возникали бы дополнительные порции рассолов. Вместе с тем в ледниковые периоды при изоляции Красного моря в результате падения его уровня поток рассолов мог на короткое время усиливаться в связи с возрастанием разности гидростатических давлений колонны рассолов и столба морской воды. Это приводило к течению рассолов и заполнению ими впадин до современного уровня. Вероятно, в этот же момент происходило отложение больших количеств рудных осадков в результате смешения рассолов с морской водой. Возможно, в современных рассолоносных впадинах осуществилось несколько подобных циклов, соответствующих периодам перехода от межледниковья к оледенениям.

В настоящее время осаждение железа происходит практически лишь из слоя рассолов с температурой 44° С во впадине Атлантис II. Из этого слоя в соответствии с моделью динамического равновесия системы должно осаждаться не более 1% железа, поступающего сюда из слоя рассола с температурой 56° С. Количество кислорода, поступающего в слой с температурой 44° С, в результате смешения рассолов с вышележащей морской водой может обеспечить осаждение в виде окислов лишь незначительной части железа, выпадающего в осадок. Таким образом, большая часть железа должна осаждаться в иной форме, вероятно в виде карбоната. Марганец поступает в слой с температурой 44° С как из подстилающего слоя более высокотемпературных рассолов, так и из осадков, залегающих на склонах впадин. Какие-либо критерии осаждения Mn или из слоя с температурой 44° С, или из вышележащей морской воды отсутствуют. Повышение концентрации железа и других металлов в слое рассола с температурой 56° С, возможно, в большей мере обусловлено круговоротом этих элементов в двух слоях рассолов, нежели притоком новых порций рассолов.

Данные по изотопному составу серы и углерода свидетельствуют, что сульфиды, присутствующие в

осадках, образовались вне связи с восстановлением сульфат-иона, обусловившим обеднение этим компонентом рассолов. Эти же определения позволяют считать, что сульфиды не могли осаждаться из слоя, промежуточного между рассолом и морской водой. Во впадине Атлантис II осаждение сульфидов, очевидно, обусловлено поступлением в рассолы H_2S из осадков. Видимо, аналогичный процесс проявлялся и вне рассолоносных впадин в периоды понижения уровня и изоляции Красного моря. Однако в последнее время после восстановления нормальной циркуляции морской воды в осадках за пределами рассолоносных впадин отложение сульфидов и серы происходило в результате биогенного восстановления сульфат-иона. В настоящее время отсутствуют какие-либо доказательства участия в рассолах вещества, имеющего вулканический или магматический источник. Происхождение железа, марганца и микроэлементов, коэффициент концентрации которых в рассолах достигает 10^2—10^4 (табл. 4), остается неясным. Количественные соотношения этих компонентов в красноморских рассолах очень близки к наблюдающимся в солянокупольных водах невулканических областей (см. табл. 5), а в большинстве случаев и к количественному спектру элементов в сильвин-галитовых породах. Предпочтительную концентрацию этих металлов по сравнению с главными компонентами рассолов легко можно объяснить проявлением двух процессов:

1. Вода, просачивающаяся сквозь эвапоритовые осадки, сравнительно быстро насыщалась главными компонентами, но после этого продолжала непрерывно извлекать из соленосных осадков элементы-примеси, в отношении которых рассолы оставались резко ненасыщенными.

2. В результате круговорота вещества, обусловленного выпадением осадка и повторным вовлечением материала в конвекционные потоки, концентрации элементов в самом нижнем слое рассолов могли возрастать в десятки и сотни раз по сравнению с их реальными содержаниями в водах, поступающих в депрессии. В связи с этим коэффициенты концентрации, вычисленные для элементов, участвующих в химических реакциях, в таких системах должны рассматриваться как «кажущиеся» до тех пор, пока не представится возможность непосредственного опробования исходного рассола.

Изложенные выше и другие положения были рассмотрены в настоящей статье со значительной детальностью с тем, чтобы создать исходную платформу для дальнейшего углубленного изучения генезиса и химической эволюции рассолов. Некоторые из современных аспектов рассмотрения проблемы, несомненно, имеют спекулятивный характер, другие кажутся произвольными, тем не менее в настоящее время очень важно было бы определить, достигнуто ли динамическое равновесие рассолоносной системы или она находится в процессе достижения такого равновесия. Особое значение этот вопрос приобретает в связи с практическим использованием рассолов в будущем. В результате настоящего исследования стало очевидным, что при дальнейших исследованиях необходимо уделить особое внимание определенным частным вопросам, которые имеют наиболее важное значение для понимания процессов, действующих в рассолоносных регионах:

1. Необходимо получить с большой точностью детальные профили распределения температуры, вариаций солености, содержаний растворенного кислорода и микроэлементов; профили через переходные слои в пограничной области между рассолом и морской водой. По профилям соотношения температуры и солености в различных точках выше рассолов можно будет судить о природе осуществляющихся здесь процессов смешения. Профили вариаций содержания кислорода, железа, марганца, SO_4^{2-} и других компонентов позволят расшифровать процессы осаждения, если только они действительно происходят в этом слое.

2. Непрерывные профили содержаний карбонат-иона, ^{13}C и ^{14}C через слои нормальной морской воды и всю толщу рассолов имеют важное значение для решения многих вопросов.

3. Следует произвести определение содержаний хлора и сульфат-иона одновременно в иловых водах осадков рассолоносных депрессий и вне этих впадин. Эти определения необходимо сопоставить с содержаниями изотопов ^{34}S, ^{13}C, ^{14}C, ^{18}O в осадках, что в сильной мере будет способствовать пониманию сложной эволюции соотношения сульфидов с сульфатами в рассматриваемом районе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Baker W. J.*, Flow in fissured formation Proc. Fourth World Petroleum Cong., Section II/E, C. Columbo, Rome, 379—392, 1955.
2. *Bischoff J.*, Red Sea geothermal brine deposits, their mineralogy, chemistry, and genesis, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 368—401, 1969.
3. *Brewer P. G., Spencer D. W.*, A note on the chemical composition of the Red Sea brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 174—179, 1969.
4. *Brewer P. G., Riley J. P., Culkin F.*, The chemical composition of the hot salty water from the bottom of the Red Sea, Deep-Sea Res., 12, 497, 1965.
5. *Craig H.*, The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, *in* Nuclear Geology on Geothermal Area, 1963 Spoleto Conference Proceedings, E. Tongiorgi (ed.), Consiglio Nazionale delle Richerche, Pisa, 17, 1963.
6. *Craig H.*, Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines, Science, 134, 1544, 1966.
7. *Craig H.*, Origin of the saline lakes in Victoria Land, Antarctica, Trans. Am. Geophys. Union, 47, 112, 1966b.
8. *Craig H., Gordon L. I.*, Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere, *in* Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures, 1965 Spoleto Conference Proceedings, E. Tongiorgi (ed.), Consiglio Nazionale delle Richerche, Pisa, 9, 1965.
9. *Craig H., Lal D.*, Radiocarbon age of the Red Sea Brine, Trans. Am. Geophys. Union, 49, 193, 1968.
10. *Craig H., Gordon L. I., Horibe Y.*, Isotopic exchange effects in the evaporation of water, Journ. Geophys. Res., 68, 5079, 1963.
11. *Curray J. R.*, Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, northwest Gulf of Mexico, *in* Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico, 1951—1958, Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, 221, 1960.
12. *Delevaux M. H., Doe B. R., Brown G. F.*, Preliminary lead isotope investigations of brine from the Red Sea, galena from United Arab Republic (Egypt), Earth and Planetary Science Letters, 3, 139, 1967.
13. *Deuser W. G., Degens E. T.*, Carbon isotope fractionation in the system CO_2 (gas)-CO_2 (aqueous)-HCO_3^- (aqueous), Nature, 215, 1033 (1967).
14. *Deuser W. G., Degens E. T.*, O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} ratios of fossils from the hot brine deep area of the central Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 336—347, 1969.
15. *Drake C. L., Girdler R. W.*, A geophysical study of the Red Sea, Geophys. Journ., Roy. Astronom. Soc., 8, 473, 1964.
16. *Faure G., Jones L.*, Anomalous strontium in the Red Sea Brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 243—250, 1969.
17. *Girdler R. W.*, The relationship of the Red Sea to the East African rift system, Quart. Journ. Geol. Soc., London, 114, 79, 1958.
18. *Hartmann M., Nielsen H.*, Sulfur isotopes in the hot brine and sediment of Atlantis II Deep (Red Sea), Marine Geol., 4, 305, 1966.
19. *Heybroek F.*, The Red Sea Miocene evaporite basin, in Salt Basins around Africa, Inst. Petroleum, London, 17, 1965.
20. *Kaplan I. R., Sweeney R. E., Nissenbaum A.*, Sulfur isotope studies on Red Sea geothermal brines and sediments, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 474—498, 1969.
21. *Ku T. L., Thurber D. L., Mathieu G. G.*, Radiocarbon chronology of Red Sea sediments, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 348—359, 1969.
22. *Longinelli A., Craig H.*, Oxygen-18 variations in sulfateions in sea water and saline lakes, Science, 156, 56, 1967.
23. *Miller A. R., Densmore C. E., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. G., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.*, Hot brines and re-

cent iron deposits in deeps of the Red Sea, Geochim. et Cosmochim. Acta, 30, 341, 1966.
24. *Neumann A. C.*, *McGill D. A.*, Circulation of the Red Sea in early summer, Deep-Sea Res., 8, 223, 1962.
25. *Pugh D. T.*, Origin of hot brines in the Red Sea, Nature, 214, 1003, 1967.
26. *Pytkowicz R. M.*, *Gates R.*, Magnesium sulfate interactions in seawater from solubility measurements, Science, 161, 690, 1968.
27. *Rafter T. A.*, *Mizutani Y.*, Preliminary study of variations of oxygen and sulphur isotopes in natural sulphates, Nature, 216, 1000, 1967.
28. *Stewart F. H.*, Marine Evaporites, Chapter Y, Data of Geochemistry, U.S.G.S. Prof. Paper 440-Y, Washington, 1, 1963.
29. *Thode H. G.*, *Shima M.*, *Ress C. E.*, Krishnamurty, Carbon-13 isotope effects in systems containing carbon dioxide, bicarbonate, carbonate, and metal ions, Canad. J. Chem., 43, 582, 1965.
30. *Thompson E. F.*, Chemical and physical investigations, The general hydrography of the Red Sea, John Murray Expedition 1933—1934, Scientific Reports, 2, 83, The exchange of water between the Red Sea and the Gulf of Aden over the «Sill», ibid., 2, 105, 1939.
31. *Watson S. W.*, *Waterbury J. B.*, The sterile hot brines of the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 272—281, 1969.
32. *Weiss R. F.*, Dissolved argon, nitrogea and total carbonate in the Red Sea Brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 254—260, 1969.
33. *Weiss R. F.*, *Craig H.*, Total carbonate and dissolved gases in equatorial Pacific waters, Trans. Am. Geophys. Union, 49, 216, 1968.
34. *Wendt I.*, Fractionation of carbon isotopes and its temperature dependence in the system CO_2-gas-CO_2 in solution and HCO_3-CO_2 in solution, Earth and Planetary Science Letters, 4, 64, 1968.
35. *White D. E.*, Saline waters of sedimentary rocks, Fluids in subsurface environments — a symposium, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 4, 342, 1965.
36. *White D. E.*, *Hem J. D.*, *Waring G. A.*, Chemical composition of subsurface waters, Chapter F, Data of Geochemistry, U.S.G.S. Prof. Paper 440-F, Washington, 1, 1963.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СТРОНЦИЯ В РАССОЛАХ КРАСНОГО МОРЯ

Г. Фор, Л. Джонс

Отделение геологии, Университет штата Огайо, Колумбус, Огайо

ВВЕДЕНИЕ

Изотопный состав стронция в минералах и горных породах изменчив. Это обусловлено непрерывно происходящим радиоактивным распадом распространенного в природе изотопа ^{87}Rb и превращением его в стабильный изотоп ^{87}Sr. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в природных системах, представленных отдельными минералами или горными породами, возрастает со временем в функциональной зависимости от величины отношения Rb/Sr в данной системе и от периода полураспада ^{87}Rb, который составляет $50 \cdot 10^9$ лет. В связи с различиями величины Rb/Sr и геологического возраста отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в минералах и горных породах изменяется в широких пределах.

В соответствии с моделью, предложенной одним из авторов статьи [9], стронций в океанических водах можно рассматривать как смесь трех различных по изотопному составу разновидностей, поступивших из трех источников, расположенных на суше и внутри океанических бассейнов. Такими источниками были:

1. Древние магматические и метаморфические породы, а также возникшие за счет них обломочные осадочные породы ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}715$).

2. Морские карбонатные породы ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}708$).

3. Молодые вулканические породы, в состав которых входит первичный стронций ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}704$).

Стронций поступает в океан с речными водами или при различных геологических процессах, осуществляющихся в самих океанических бассейнах.

В отличие от гетерогенного изотопного состава стронция в горных породах и минералах в океанических водах он однороден. Так, в северной части Атлантического океана в десяти пробах, отобранных из поверхностных вод в удаленных друг от друга точках, средняя величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет $0{,}7093 \pm 0{,}0005$ [9]. Более поздние определения в других районах [10, 3 и др. работы] показали ту же величину этого отношения. Это позволило прийти к выводу, что изотопный состав стронция в современных океанах повсеместно одинаков. Таким образом, по величине отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ можно отличать морской стронций от стронция любого иного происхождения.

В настоящем исследовании предпринята попытка оценки происхождения термальных рассолов впадин Атлантис II и Дискавери по изотопному составу и концентрации в них стронция. Кроме того, с целью изучения геологической эволюции рассолов определение величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ производилось в аутигенных минералах, отобранных с различной глубины из слоя осадков на дне рассолоносных впадин. Количество изученных проб было ограниченным, однако полученные данные позволяют сделать определенные предварительные выводы и свидетельствуют о целесообразности проведения дальнейших более детальных исследований изотопного состава стронция в этих необычных рассолах.

До наших исследований определения изотопного состава стронция в рассолах Красного моря не производились. В печати [7] приводились

данные по изотопному составу свинца в рассолах Красного моря [1]. Было установлено, что по содержанию различных изотопов этот свинец близок к входящему в состав галенита жильных месторождений близ Рабиг в Саудовской Аравии. Опубликованы [11] данные определений изотопного состава серы в рассолах и осадках впадины Атлантис II. Установлено [14], что по отношению изотопов кислорода рассолы и нормальные воды Красного моря близки к поверхностным водам Красного моря или к обычной морской воде вообще, слабо осолоненной вследствие эвапоритизации. Этот вывод был подтвержден и дополнительно обоснован и углублен Крейгом [5, 6], который показал что по изотопному составу кислорода и водорода рассолы соответствуют нормальным водам Красного моря постплейстоценового возраста. Этот исследователь предположил, что соли рассолов были выщелочены морской водой из эвапоритовых осадков, развитых у южной оконечности Красного моря. Повышенные температуры рассолов могли быть обусловлены геотермическим прогревом, поскольку перед поступлением во впадины рассолы мигрировали в северном направлении по разломам на расстояние около 1000 км. Результаты наших исследований вполне совместимы с гипотезой Крейга.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопный состав стронция измерялся на однониточном секторном (60°) масс-спектрометре с радиусом 6 дюймов (модель 6-60-5, «Нуклайд корпорейшн»). Стронций из воды выделялся путем пропускания пробы через ионообменные колонки длиной 25 см с внутренним диаметром 2 см, наполненные катионообменной смолой типа Дауэкс 50 W-X8 с порами 200—400 меш. В качестве растворителя для элюирования использовалась 2 н. дистиллированная HCl. Обогащенная стронцием фракция отбиралась в полиэтиленовые стаканы объемом 15 мл и выпаривалась до получения хлорида стронция. Идентифицировалась эта фракция по радиоактивному излучению трасера ^{89}Sr, который добавлялся в пробы воды перед пропусканием через колонку катионообменной смолы.

Хлорид стронция, выделенный из пробы воды, растворяли в одной капле разбавленной дистиллированной HNO_3 и испаряли на танталовой нити источника масс-спектрометра. Все нити в масс-спектрометре предварительно очищались и проверялись на отсутствие сигналов железа. Стабильный пучок ионов стронция получали нагреванием препарата на нити масс-спектрометра при давлениях менее $1 \cdot 10^{-7}$ мм рт. ст., ионы ускоряли напряжением 2000 В. Развертка спектра масс осуществлялась путем изменения интенсивности поля электромагнита. Сигналы усиливались электрометром с сопротивлением 10^{12} Ом и записывались осциллографом. При каждом анализе в пределах интервала масс от 86 до 88 производилось от 48 до 120 циклов развертки. Интенсивности пиков определялись непосредственно по записи самописца и объединялись в серии по шесть измерений. Для каждой такой серии вычисляли среднее значение величин отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{86}Sr/^{88}Sr$. В измеренные величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ вводилась поправка на фракционирование, основанная на допущении, что отношение $^{86}Sr/^{88}Sr$ составляет 0,1194 и что фракционирование изотопов стронция осуществляется пропорционально разности масс. Воспроизводимость и точность анализов контролировалась параллельными измерениями стандарта ($SrCO_3$) фирмы «Эймер и Эйменд», серия 492327); это позволяет непосредственно сопоставлять наши данные со всеми определениями других лабораторий, использующих тот же стандарт.

Концентрации стронция в пробах воды определялись методом изотопного разбавления по пику обогащенного ^{86}Sr (97,64 ат.%). Относитель-

[1] Для этого рассола указывается температура 74° F, что не соответствует действительности.

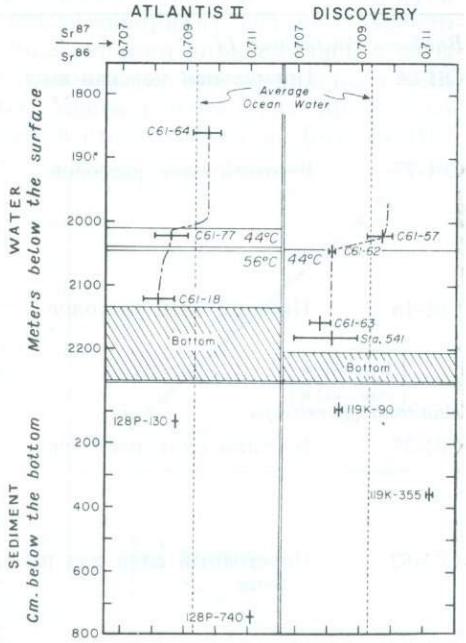
ная концентрация этого изотопа определялась посредством самостоятельных опытов разбавления с использованием стандартного раствора с нормальным изотопным составом. Навески проб воды и раствора взвешивались в закрытых емкостях с точностью 0,1 мг. Из этих навесок выделялся описанным выше способом стронций, в котором на масс-спектрометре измерялось отношение $^{86}Sr/^{88}Sr$.

Пробы осадков прежде всего дважды промывались дистиллированной водой. Затем нерастворимая в воде фракция в течение нескольких часов обрабатывалась в тефлоновых чашках горячими дистиллированными кислотами 2н. HCl и 2 н. HNO_3 для растворения аутигенных карбонатов, окислов и сульфидов. Эти растворы отфильтровывались в полиэтиленовые колбы через фильтровальную бумагу типа S + S № 576, а затем помещались на ионообменные колонки. Стронций выделялся описанным выше способом и затем анализировался на масс-спектрометре.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в рассолах. В табл. 1 и на фиг. 1 показаны величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в рассолах впадин Атлантис II и Дискавери. Все пробы анализировались по крайней мере дважды, а одна из них (Sta. 541 A и B) анализировалась семь раз. Пределы отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в каждой пробе показаны на фиг. 1 горизонтальными отрезками, а средние значения даны вертикальными черточками. Вертикальной пунктирной линией отмечено значение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в нормальной морской воде (0,7093). Горизонтальными линиями показаны границы и переходные зоны между разными слоями рассолов.

Во впадине Атлантис II существует два слоя рассолов, разделенные тонкой переходной зоной. Величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в нижнем слое (проба C61-18, температура 56° C) по двум двукратным определениям составляет 0,7082 ± 0,0005, а в верхнем слое рассолов (проба C61-77, температура 44° C) она несколько больше и составляет 0,7086 (4 двукратных определения). Рассолы впадины Атлантис II сверху переходят



Ф и г. 1. Изотопный состав стронция в рассолах и осадках впадин Атлантис II и Дискавери.

в нормальную морскую воду, представленную пробой C61-64, в которой величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ равна 0,7097 ± 0,0004. Эта цифра соответствует изотопному составу нормальных океанических вод.

Рассолы впадины Дискавери имеют температуру около 44° C. Они представлены в наших материалах пробой C61-63 и пробами Sta. 541 A и B. Эти рассолы кверху постепенно через промежуточный слой переходят в нормальные морские воды Красного моря. Из переходной зоны отобраны пробы C61-55 и C61-62.

Величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в нижнем слое рассола впадины Дискавери составляет 0,7080 ± 0,0002. Эта цифра представляет собой среднее значение по трем пробам: C61-63 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7077 ± 0,0002, 3 определения) и пробам A и B Sta. 541 ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7081 ± 0,0003, 7 оп-

Таблица 1

Изотопный состав стронция в рассолах впадин Атлантис II и Дискавери

Номер пробы	Описание пробы	Глубина взятия, м	Температура, °С	$\frac{^{86}Sr}{^{88}Sr}$	$\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}$ [1]
Впадина Атлантис II					
C61-64	Нормальная морская вода	1860	21,98	0,1184	0,7101
				0,1186	0,7092
			Среднее	0,1185	0,7097±0,0004
C61-77	Верхний слой рассолов	2019	44,32	0,1197	0,7083
				0,1195	0,7092
				0,1188	0,7082
				0,1180	0,7085
			Среднее	0,1190	0,7086±0,0005
C61-18	Нижний слой рассолов	2121	56,50	0,1193	0,7087
				0,1186	0,7076
				0,1190	0,7082±0,0005
Впадина Дискавери					
C61-57	Верхний слой рассолов	2019	29,72	0,1186	0,7092
				0,1195	0,7098
				0,1183	0,7100
			Среднее	0,1188	0,7097±0,0003
C61-62	Переходный слой над рассолами	2044	41,90	0,1188	0,7080
				0,1189	0,7082
				0,1189	0,7081±0,0001
C61-63	Нижний слой рассолов	2158	44,2	0,1200	0,7075
				0,1181	0,7081
				0,1184	0,7074
				0,1188	0,7077±0,0002
Sta. 541 A [2]	Рассол	2180	44,0	0,1189	0,7083
				0,1185	0,7069
				0,1177	0,7073
Sta. 541 B [2]	»	»	»	0,1176	0,7086
				0,1197	0,7082
				0,1186	0,7083
				0,1166	0,7089
			Среднее	0,1182	0,7081±0,0003
	Стандарт $SrCO_3$ (среднее из 15 анализов)			0,1180	0,7083±0,0001

[1] Откорректирована на фракционирование в приборе с допущением, что величина $^{86}Sr/^{88}Sr=0,1194$.
[2] Пробы Sta. 541 A и B взяты как дубликаты из пробы станции 5580, отобранной судном «Дискавери» в 1964 г. для определения общей солености [18], содержаний хлора, а также изотопного состава кислорода и водорода [5].
Ошибка в определениях величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ соответствует стандартному отклонению от среднего значения.

ределений). В нижней части переходного слоя над рассолами отобрана проба C61-62. Величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в этой пробе составляет 0,7081 ± 0,0001 (2 определения) и не отличается от установленной для залегающих ниже рассолов. Содержание стронция и величина отношения Sr/Cl в воде этой пробы и рассолах также очень близки.

Из данных табл. 1 видно, что рассолы впадин Атлантис II и Дискавери по изотопному составу стронция очень сходны между собой, средняя величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в них составляет 0,7080 ± 0,0002. Эта величина значительно ниже, чем отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в нормальных водах Красного моря (0,7097 ± 0,0004 по нашим определениям). Таким обра-

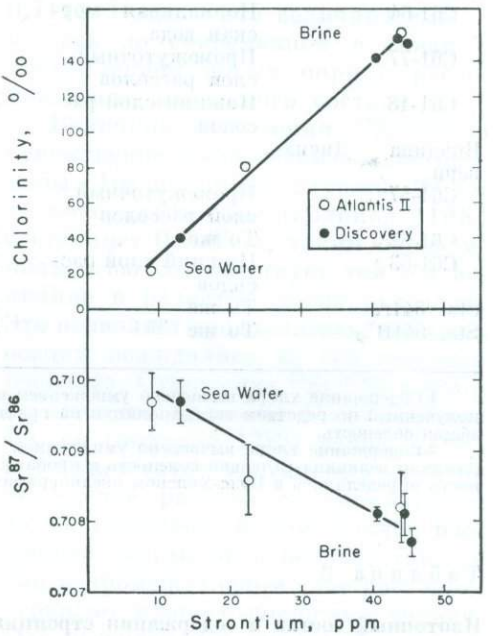
зом, изотопный состав стронция в рассолах Красного моря аномальный. Пониженная величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ в рассолах может отражать присутствие стронция магматического происхождения ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}704$).

Отношение Sr/Cl в рассолах. Отношение Sr/Cl в морской воде определялось многими исследователями и, очевидно, имеет постоянную величину. Этот вывод, однако, оспаривается некоторыми исследователями [1, 13]. Недавно повторно произведен [15] анализ пробы морской воды, данные по составу которой были опубликованы ранее [4], но они не подтвердили данных более ранних работ [1]. В 38 пробах с разных глубин величина отношения Sr/Cl составляет $0{,}42 \pm 0{,}02$ (стронций в млн$^{-1}$, хлор в $^0/_{00}$). Эта величина находится в хорошем соответствии с установленной ранее ($0{,}40 \pm 0{,}02$) по 70 пробам, отобранным в разных океанах [4], и в общем совпадает с данными ряда других авторов [см. 15].

В табл. 2 приведены определения общей солености, содержаний хлора и стронция в отобранных нами пробах морской воды и рассолов Красного моря. Из этих данных видно, что содержания стронция и хлора в рассоле с температурой 56° С во впадине Атлантис II и в рассоле с температурой 44° С во впадине Дискавери очень близки и соответственно равны 45 млн$^{-1}$ и 156‰. Средняя величина отношения Sr/Cl в рассолах обеих впадин составляет 0,29. Эта цифра значительно ниже, чем величина отношения Sr/Cl в нормальных водах Красного моря (0,40 в пробе С61-64). Наши результаты находятся в прекрасном соответствии с данными Брюера и др. [2] по рассолам впадины Дискавери.

Было показано [6], что химический состав воды во впадинах имеет четкие признаки смешения рассолов и нормальной морской воды. На фиг. 2 видно, что концентрации стронция и хлора во впадинах также можно объяснить подобным смешением. Аналогичным образом и изотопный состав стронция в отобранных пробах с отклонениями в пределах ошибки определений изменяется линейно между двумя конечными членами.

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в осадках. Величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в аутигенных минералах осадков рассолоносных впадин определялась в четырех пробах (по две из каждой впадины). Места взятия этих проб показаны в статье Росса и Дегенса [16].



Фи г. 2. Зависимость величины отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и содержания хлора от концентрации стронция.

В табл. 3 приводятся краткие сведения по химическому и минеральному составу проб. На фиг. 1 наряду с данными по рассолам приведены и величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в осадках.

Содержания стронция в пробах осадков определялись методом рентгеновской спектрометрии с использованием внутреннего стандарта W-1. В существенно железистом осадке впадины Атлантис II содержание стронция слегка превышает 100 млн$^{-1}$. В пробах осадков из впадины Дискавери, в которых присутствует $CaCO_3$, содержание стронция значительно выше и составляет около 140 млн$^{-1}$ (колонка 119К, интервал 90 см) и

Таблица 2

Содержания стронция и величины отношения Sr/Cl в рассолах Красного моря

Номер пробы	Описание пробы	Общая соленость (определено по электропроводности), ‰	Содержание хлора, ‰	Содержание стронция, млн$^{-1}$	Sr/Cl
Впадина Атлантис II					
C61-64	Нормальная морская вода	40,61	22,53	9,0	0,40
C61-77	Промежуточный слой рассолов	148,2	80,04	22,4; 22,7	0,28
C61-18	Нижний слой рассолов	317,0	156,1	44,1	0,28
Впадина Дискавери					
C61-57	Промежуточный слой рассолов	72,78	40,05	13,1	0,33
C61-62	То же	280,2	142,2 [1]	40,5	0,29
C61-63	Нижний слой рассолов	317,2	155,1	45,3	0,29
Sta. 541A	То же	317	155,6 [2]	44,3	0,29
Sta. 541B	То же	317	155,6	44,7	0,29

[1] Содержание хлора вычислено умножением величины общей солености на коэффициент 0,5075, полученный посредством экстраполяции на графике в координатах отношение Cl/общая соленость – общая соленость.

[2] Содержание хлора вычислено умножением величины общей солености на коэффициент 0,4907 (средняя величина Cl/общая соленость в пробах C61-18 и C61-63). Содержание хлора и общая соленость определялись в Вудс-Холском океанографическом институте.

Таблица 3

Изотопный состав и содержания стронция в осадках впадин Атлантис II и Дискавери

Интервал в колонке, см	Минеральный состав	Содержание [1] Sr, млн$^{-1}$		$\frac{^{86}Sr}{^{88}Sr}$	$\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}$
		в сухом остатке	в кислотной вытяжке		
	Впадина Атлантис II [2]				
130	Окислы Fe, сидерит + родохрозит, кварц	117±6	Не опр.	0,1195	0,7087
740	Окислы железа, сидерит + родохрозит, сфалерит, кварц	102±8	Не опр.	0,1188	0,7112
	Впадина Дискавери [3]				
90	Окислы железа, кальцит, кварц	142±6	141±4	0,1184 0,1193	0,7084 0,7082
355	Кальцит, кварц, сидерит + родохрозит, полевой шпат (?)	636±13	672±10	0,1179 0,1181	0,7112 0,7112

[1] Содержание Sr определялось рентгеновским методом с использованием стандарта W-1 (Sr=190 млн$^{-1}$).

[2] Колонка 128P; 21°25,4′ с. ш., 38°03,4′ в. д.; глубина 2077 м.

[3] Колонка 119K; 21°16,8′ с. ш., 38°01,7′ в. д.; глубина 2175 м.

640 млн$^{-1}$ (колонка 119К, интервал 355 см). Стронций определялся в промытых водой и высушенных осадках.

Величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в кислотных вытяжках из осадков обнаруживает интересные вариации с глубиной, которые, очевидно, отражают реальные изменения изотопного состава Sr в период седиментации. В окисно-железистом осадке впадины Атлантис II на глубине 130 см от поверхности дна (колонка 128Р) величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0,7087, а на глубине 740 см 0,7112. Примерно такие же вариации величины этого отношения наблюдаются в осадках впадины Дискавери (колонка 119К). На глубине 90 см осадок здесь представлен преимущественно окислами железа и отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0,7088. В интервале 355 см в той же колонке развиты известковые илы, в которых величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0,7112.

Степень фракционирования изотопов во вторичных природных процессах незначительна и не поддается определению. Фракционирование, обусловленное селективной летучестью и ионизацией изотопов Sr в процессе масс-спектрометрического определения, учитывалось специальной поправкой, которая вводилась во все измерения. Таким образом, величины соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в аутигенных минералах должны непосредственно соответствовать изотопному составу Sr в рассолах, из которых осаждались эти минералы. Следовательно, вариации величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ с глубиной в колонках осадков фиксируют изменение изотопного состава Sr рассолов, заполнявших впадины. Интересно отметить, что одна и та же величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, равная 0,7112, установлена в разных впадинах и на разных глубинах — 740 см (Атлантис II) и 355 см (Дискавери). Эта величина значительно выше, чем в любых современных рассолах и морских водах. В настоящее время мы не можем однозначно интерпретировать эти соотношения. Вероятно, повышенную величину $^{87}Sr/^{86}Sr$ можно каким-либо образом объяснять исходя из определений абсолютного возраста осадков рассолоносных впадин, относительно глубокие слои которых отлагались в плейстоценовое время [12], когда Красное море представляло собой замкнутый бассейн. С другой стороны, эти осадки могли отлагаться и из поступивших извне рассолов с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,7112. Позднее эта величина уменьшалась до современной в связи с поступлением новых порций рассолов иного изотопного состава.

Величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в существенно железистом осадке впадины Дискавери на глубине 90 см от поверхности дна (колонка 119К) составляет 0,7083 и, таким образом, полностью соответствует той же величине в развитых выше рассолах. Это позволяет предполагать, что здесь осадки осаждались из современных рассолов. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в осадке впадины Атлантис II на глубине 130 см (колонка 1288) равно 0,7087 и соответствует изотопному составу Sr в слое рассола с температурой 44° С. Вероятно, в этом случае изотопный состав Sr в осадке, так же как и промежуточном слое рассолов, отражает процесс смешения первичных рассолов и нормальной морской воды.

Таким образом, приведенные в настоящей статье материалы свидетельствуют о том, что величина отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в осадках рассолоносных впадин изменяется с глубиной и, очевидно, фиксирует изотопный состав Sr рассолов, из которых осаждались осадки. Это позволяет рекомендовать дальнейшее, более детальное изучение изотопного состава Sr в осадках на большем числе образцов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Angino E. E., Billings G. K., Andersen N.*, Observed variations in the strontium concentrations of sea water, Chem. Geol., **1**, 145, 1966.
2. *Brewer P. G., Riley J. P., Culkin F.*, The chemical composition of the hot salty water from the bottom of the Red Sea, Deep-Sea Res., **12**, 497, 1965.

3. *Burnett D. S., Wasserburg G. J.*, Evidence for the formation of an iron meteorite at $3{,}8 \times 10^9$ years, Earth Planetary Sci. Letters, **2**, 137, 1967.
4. *Cox R., Culin F.*, Sodium, potassium, magnesium, calcium and strontium in sea water, Deep-Sea Res., **13**, 789, 1966.
5. *Craig H.*, Isotopic composition and origin of the Res Sea and Salton Sea geothermal brines, Science, **154**, 1544, 1966.
6. *Craig H.*, Geochemistry and origin of the Res Sea brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 208—242, 1969.
7. *Delevaux M. H., Doe B. R., Brown G. F.*, Preliminary lead isotope investigations of brine from the Red Sea, galena from the Kingdom of Saudi Arabia, and galena from United Arab Republic (Egypt), Earth and Planetary Sci. Letters, **3**, 139, 1967.
8. *Dixon W. J., Massey F. J., Jr.*, Introduction to Statistical Analysis, 2nd ed., McGraw-Hill Book Co. Inc., New York, 488 p., 1957.
9. *Faure G., Hurley P. M., Powell J. L.*, The isotopic composition of strontium in surface water from the North Atlantic Ocean, Geochim. Cosmochim. Acta, **29**, 209, 1965.
10. *Faure G., Crocket J. H., Hurley P. M.*, Some aspects of the geochemistry of strontium and calcium in the Hudson Bay and the Great Lakes, Geochim. Cosmochim. Acta, **31**, 451, 1967.
11. *Hartman M., Nielsen H.*, Sulfur isotopes in the hot brine and sediment of Atlantis II deep, Red Sea, Marine Geol., **4**, 305, 1966.
12. *Ku T. L., Thurber D. L., Mathieu G.*, Radiocarbon chronology of Red Sea sediments, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 348—359, 1969.
13. *Mackenzie F. T.*, Strontium content and variable strontium/chlorinity relationship of Sargasso Sea water, Science, **146**, 517, 1964.
14. *Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathway J. C., Manheim F. G., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.*, Hot brines and recent iron deposits in deep of the Red Sea, Geochim. Cosmochim. Acta, **30**, 341, 1966.
15. *Riley J. P., Tongudai M.*, The major cation/chlorinity ratios in sea water, Chem. Geol., **2**, 263, 1967.
16. *Ross D. A., Degens E. T.*, Shipboard collection and preservation of sediment samples collected during CHAIN 61 from the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, Springer-Verlag New York Inc., 363—367, 1969.
17. *Ross D. A., Hays E. E., Allstrom F. C.*, Bathymetry and continuous seismic profiles of the hot brine region of the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 82—97, 1969.
18. *Swallow J. C., Creasse J.*, Hot salty water at the bottom of the Red Sea, Nature, **205**, 165, 1965.

РАСТВОРЕННЫЕ АРГОН, АЗОТ И ОБЩАЯ КАРБОНАТНОСТЬ В РАССОЛАХ КРАСНОГО МОРЯ

Р. Вейсс

Скриппсовский океанографический институт, Ла-Холья, Калифорния

ВВЕДЕНИЕ

После открытия на дне Красного моря двух депрессий со скоплением горячих рассолов [17, 24] вплоть до последнего времени растворенным в этих рассолах газам как генетическим индикаторам уделялось мало внимания. Брюер и др. [3] отмечали отделение газов из проб рассолов впадины Дискавери, поднятых на поверхность в воронках Сквиббса. В этих пробах величина отношения аргон/азот очень близка к характерной для воздуха. Вместе с тем содержание CO_2, равное 2,9 см³ (н. т. д.)/кг рассола, было неожиданно небольшим. При длительном выдерживании проб рассола в условиях комнатной температуры и атмосферного давления количество выделившегося из них газа достигало 21 см³/кг рассола. Брюер и соавторы не использовали эти интересные данные при рассмотрении вопроса происхождения рассолов. В рассолах впадины Атлантис II до наших исследований прямые определения содержания растворенных газов, также отделяющихся при подъеме проб на поверхность, не производились. Однако в них была установлена большая карбонатность по весовому количеству карбоната, осажденного в крупной пробе для определения ^{14}C (экспедиция «Чейн» 1966 г.). При этом содержание CO_2 в рассоле оказалось около 30 см³ (н. т. д.)/кг, т. е. в десять раз больше, чем ранее было определено в рассоле впадины Дискавери. В настоящей статье приводятся первые результаты детального исследования концентраций газов, растворенных в рассолах обеих впадин — Атлантис II и Дискавери.

ОТБОР ПРОБ

Пробы отбирались с исследовательского судна «Чейн» в течение экспедиционного сезона 1966 г. пробоотборником типа Пиггибек, действующим по гравитационному принципу [26]. Объем проб составлял около 21 см³. При помощи этого пробоотборника получают герметически закрытые пробы. Устройство представляет собой удлиненный медный цилиндр с двумя герметическими заслонками, не допускающими загрязнения пробы атмосферными газами. Проба C61-G1 была отобрана во впадине Атлантис II (гидрографическая станция 712) на глубине 2115 м, в 51 м выше дна. Температура рассола на этом уровне равна 56° С, а общая соленость 257 г/кг [2]. В этой точке слой рассолов с температурой 56° С имеет мощность 126 м.

Во впадине Дискавери (гидрографическая станция 717) отобрана проба C61-G9 на глубине 2151 м, также в 51 м выше дна. Примерно на этом уровне зафиксирован максимум температуры, располагающийся над придонным слоем рассолов с понижающейся постепенно температурой [20]. Температура в этой точке составляла 44° С, а общая соленость рассола 256 г/кг [2]. Общая мощность слоя рассолов с температурой 44° С на станции 717 равна 164 м.

ИЗВЛЕЧЕНИЕ И АНАЛИЗ ГАЗОВ

Растворенные в пробах рассолов газы экстрагировались в вакууме для последующего хроматографического газового анализа и определения значения $^{13}C/^{12}C$ в суммарном карбонате. Пробоотборные цилиндры устанавливались вертикально и присоеди-

нялись к плоскодонным склянкам из пирекса объемом 125 мл. Склянка снабжалась магнитной мешалкой, связанной с вакуумной линией через запорный кран. В склянку помещали также 0,5 см³ концентрированной H_3PO_4, которая способствовала экстракции CO_2. Дегазация этой кислоты достигалась подогревом и перемешиванием при закрытом запорном кране с последующим охлаждением сухим льдом и откачиванием остаточного газа. Эти операции повторялись до тех пор, пока термопара вакуумметра в вакуумной линии не переставала фиксировать присутствие остаточного газа.

При закрытом кране нижняя заслонка пробоотборника удалялась и герметический запор вновь закрывался. Вода в обеих пробах была чистой и бесцветной, что свидетельствует о хорошей герметизации, поскольку в случае проникновения кислорода из воздуха должен был появиться характерный бурый осадок. При выпаривании обеих проб в растворе появлялся белый осадок. Дегазация проб воды производилась почти по той же методике, что и дегазация кислоты, только в этом случае экстрагируемый газ откачивался насосом Топлера через U-образную трубку, охлаждаемую сухим льдом (для удаления паров воды), а затем в другую небольшую U-образную трубчатую систему, присоединенную к запорному крану, через которую газ поступал в хроматограф. Цилиндр пробоотборника нагревался для возгонки капель воды в охлаждаемую склянку. После трех циклов кипячения и замораживания остаточный газ в пробе не фиксировался. Тем не менее для гарантии полной экстракции газа эти циклы были повторены еще два раза. В связи с возможностью осаждения некоторого количества карбоната на стенках цилиндра пробоотборника или реакции карбонат-иона и материала этого цилиндра с образованием карбоната меди каждая проба была подвергнута дополнительной операции экстрагирования. При закрытом запорном кране система, состоящая из цилиндра пробоотборника, приемной склянки и запорного крана отсоединялась от вакуумной линии и несколько раз переворачивалась с интенсивной промывкой цилиндра пробоотборника подкисленной водой. После этого вся система вновь присоединялась к вакуумной линии и производилась дополнительная экстракция газа. Полученный в результате такой дополнительной экстракции газ анализировался отдельно. В пробе из впадины Дискавери выход этой фракции составлял около 23% общего количества карбонат-иона, тогда как в пробе из впадины Атлантис II при дополнительной экстракции не было установлено измеримых количеств газа. При третьей операции экстрагирования в пробе из впадины Дискавери также было установлено отсутствие газа. Впоследствии для масс-спектрометрического определения CO_2 объединяли аликвотные пробы двух фракций экстрагирования.

Сразу же после экстрагирования цилиндры пробоотборника промывались, высушивались и взвешивались совместно с их заслонками. Полученный при этом вес вычитался из общего веса пробоотборника с пробой. Так был определен вес пробы с точностью до $+0{,}1\%$.

Газохроматографические определения Ar, N_2 и CO_2 вели в токе водорода (скорость 30 мл/мин). Поскольку первое разделение O_2 и Ar при температурах выше криогенных затруднительно, весь кислород превращали в воду в токе водорода, пропускаемого через коленчатую тефлоновую трубку длиной 7 см и внешним диаметром 0,32 см, заполненную порошком металлического палладия [25]. Отсюда ток газа поступал в другую тефлоновую трубку с буферной колонкой порапак *Q*. Отделение N_2 и Ar от CO_2, а также абсорбцию воды, образовавшейся за счет кислорода пробы, осуществляли с использованием колонки, заполненной гелем кремнезема, а разделение Ar и N_2 производили на колонке, заполненной молекулярно-ситовым веществом 5 Å. Все операции на колонке производили при температуре 21°C.

Поскольку при такой температуре CO_2 необратимо адсорбируется молекулярным ситом 5 Å, к колонке с этим ситом подсоединяли отводной клапан, пропускающий CO_2 после определения Ar и N_2 в термисторный микрокатарометр Карле. Положение пиков определяли дисковым интегрирующим устройством.

С целью определения отношения $^{13}C/^{12}C$ в суммарном карбонате ток CO_2 после хроматографического анализа пропускали через спиральную стеклянную трубку, погруженную в жидкий азот. Эта трубка была заполнена тонкой спекшейся стеклянной фриттой, задерживающей взвешенные кристаллы конденсата, и соединена с вакуумной линией. Подобное устройство позволило собирать пробу CO_2 в стеклянную пробирку для масс-спектрометрического анализа. Эффективность системы улавливания CO_2 была проверена неоднократным пропусканием через нее и хроматограф с использованием вакуумной линии и насоса Топлера одной и той же пробы CO_2. После трехкратного пропускания этой пробы по всей системе потери составили менее 0,2% воспроизводимости хроматографических определений.

Газовый хроматограф калибровался для определений Ar и N_2 посредством анализа точных объемов сухого воздуха, а для определений CO_2 — контрольными определениями точных смесей сухого воздуха и CO_2 в равных количествах. Для того чтобы избежать влияния размера проб на чувствительность определений, при калибровке анализировались эталоны весьма широкого диапазона объемов. Стандартные отклонения при повторных определениях составляли (в абсолютном количестве) 0,3% для Ar и 0,2% для N_2 и CO_2.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

Содержания газов, величины отношения $^{13}C/^{12}C$, *растворимость.* Результаты анализов приведены в таблице 1. Содержание аргона в рассолах впадины Дискавери на 10% больше, чем во впадине Атлантис II, а содержание азота больше на 3%. Отношение Ar/N_2 в рассолах впадины Атлантис II составляет 0,0161, а в рассолах впадины Дискавери — 0,0172. Эти цифры занимают промежуточное положение между величинами отношения Ar/N_2 в воздухе (0,0120) и в придонных водах (0,028). Наиболее резко две пробы рассолов различаются по общей карбонатности. Во впадине Атлантис II содержание карбонат-иона в 4,8 раза больше, чем во впадине Дискавери. При этом отношение $^{13}C/^{12}C$ в рассолах впадины Дискавери на $11{,}2‰$ меньше, чем во впадине Атлантис II.

Установленные при настоящем исследовании значения отношения $^{13}C/^{12}C$ в двух рассолах расходятся с данными Дейсера и Дегенса [8]. В рассолах впадины Атлантис II по нашим определениям δ равна $5{,}6‰$ (по отношению к изотопному стандарту PD B-1), тогда как по другим определениям [8] она колеблется от $-3{,}1$ до $-4{,}7‰$. Эти авторы отбирали пробы из бутылей Нансена в стеклянные бутыли с завинчивающимися запорами, в связи с чем могла происходить потеря CO_2 в атмосферу. Тем не менее был сделан вывод, что фракционирование изотопов при такой потере CO_2 не происходило. Этот вывод они обосновали тем, что в пробах, извлеченных пробоотборником Нискина, в который предварительно помещалась NaOH, были определены такие же значения δ, как и у остальных проб. Однако разброс значений δ в $1{,}6‰$ в анализах Дейсера и Дегенса был больше, чем разность между нашим определением $\delta = -5{,}6‰$ и средней их величиной $\delta = -4{,}1‰$. Даже в том случае, если рассолы не насыщены CO_2, как предположили Дейсер и Дегенс, при удалении из рассолов других, пересыщающих их, газов должна была удаляться и часть растворенной CO_2. В процессе наших исследований при подъеме не герметически закрытых проб рассолов на дневную поверхность неизменно наблюдалось отделение пузырьков газа. По устному сообщению Крейга, при

выделении CO_2 из горячих растворов гидротермальных источников на дневной поверхности отношение $^{13}C/^{12}C$ в углекислоте, оставшейся в растворе, может увеличиваться на $10^0/_{00}$. К сожалению, оценить вероятность подобного фракционирования по данным Дейсера и Дегенса невозможно, поскольку эти авторы не приводят содержаний CO_2.

Значительное расхождение значения δ в рассолах впадины Дискавери, определенного нами ($-168,^0/_{00}$) и приведенного Дейсером и Дегенсом ($-5,8^0/_{00}$), также затруднительно объяснить без соответствующих сведений о концентрации CO_2. По нашим данным, концентрация CO_2 в рассоле впадины Атлантис II в 4,8 раза больше, чем во впадине Дискавери, однако Дейсер и Дегенс не установили различий в количестве экстрагируемой из этих рассолов углекислоты. Наши определения качественно соответствуют данным [3], по которым отмечены пониженные концентрации CO_2 в рассоле впадины Дискавери.

На фиг. 1 приведены соотношения концентраций аргона и азота. Все концентрации на этой диаграмме даны в единицах «мл. (н. т. д.)/1000 г H_2O» и, таким образом, не зависят от присутствия растворенных солей или от выпадения их в осадок. Наши определения были приведены к этой размерности исходя из содержания 742,5 г H_2O в 1 кг рассола.

На фиг. 1 приведены также значения растворимости газов в пресной воде и в морской воде с нормальной для Красного моря соленостью $40,6^0/_{00}$ в условиях равновесия с воздухом при общем давлении в 1 атм (включая давление насыщающих паров H_2O). Коэффициенты растворимости заимствованы из работы Дугласа [8], но пересчитаны на счетной машине для полиномиальной зависимости от температуры и солености. Эти пересчеты показали также, что зависимость Сеченова приложима к уменьшению растворимости аргона и азота в морской воде в пределах интервала ее общей солености от 0 до $40^0/_{00}$. Это означает, что при постоянной температуре логарифм коэффициента растворимости линейно зависит от концентрации солей. С использованием этой зависимости величины растворимости N_2 и Ar были экстраполированы до значений солености рассолов Красного моря. Эти значения, которые можно рассматривать лишь как приближенные, приведены в нижнем левом углу диаграммы. Кроме того, на фиг. 1 приведено отношение Ar/N_2 в воздухе.

Концентрации N_2 и Ar в рассолах двух впадин довольно близки друг к другу. Важно, однако, отметить, что их различия нельзя объяснить ни валовой потерей газов в пробе рассола из впадины Атлантис II, ни загрязнением пробы рассола из впадины Дискавери атмосферным воздухом. При валовой потере газов фигуративные точки анализов двух рассолов лежали бы на линии, про-

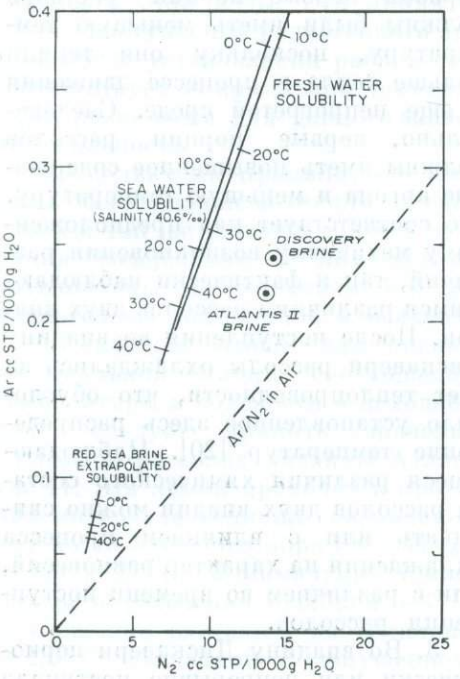
Таблица 1

Содержание растворенных газов в рассолах Красного моря

Место взятия пробы	Содержание, мл (н. т. д.)/кг рассола			HCO_3^-, млн$^{-1}$	δ ($^{13}C/^{12}C$) [1], $^0/_{00}$
	N_2	Ar	CO_2		
Впадина Атлантис II, проба C61-G1	10,11	0,1629	52,40	142,7	—5,6
Впадина Дискавери, проба C61-G9	10,42	0,1791	11,17	30,41	—16,8

[1] Изотопный состав углерода в карбонат-ионе выражен δ, которая измерена в промилле относительно изотопного стандарта PDB-1.

ходящей через начало координат, а при загрязнении одной из проб атмосферным воздухом эти точки должны расположиться на линии, параллельной линии Ar/N_2 в воздухе. Примем, что пределы ошибки определений равны удвоенному стандартному отклонению от среднего, и допустим, что в пробах произошли



Фиг. 1. Соотношение содержаний аргона и азота в рассолах Красного моря и значения их растворимости в различных природных водах в условиях равновесия с атмосферой. cc STP—см³ (н.т.д.), т.е. при нормальных T и P.

соответственно валовая потеря и загрязнение воздухом в размерах, точно обусловивших наблюдающиеся различия в содержании N_2. В этом случае истинная концентрация аргона в рассоле впадины Дискавери должна быть больше, чем во впадине Атлантис II, на 4,1% (потеря газа) и 5,5% (загрязнение воздухом).

Процессы обогащения азотом и аргоном и потери газов. На фиг. 1 видно, что реальные содержания N_2 и Ar в рассолах соответствуют состоянию пересыщения примерно на 250% по сравнению с состоянием равновесия системы рассол — воздух при 20° С. Эти соотношения в принципе можно было бы объяснять привносом радиогенного аргона и загрязнением рассолов большим количеством воздуха, однако проявление такого процесса в природе представляется крайне маловероятным. Таким образом, определения содержаний газов, растворенных в рассолах, подкрепляют основанные на изотопном составе воды выводы Крейга [6] о том, что рассолы не могли возникнуть в результате интенсивной эвапоритизации на ранних стадиях их эволюции [11] и что они появились во впадинах Красного моря в результате гравитационного стекания после эвапоритизации в прибрежных лагунах [4].

Непосредственные точные определения концентраций Ar и N_2, растворенных в нормальной воде Красного моря, пока не производились. Однако ряд исследователей показали [14, 15, 7], что концентрации обоих газов в морской воде отклоняются от содержаний, равновесных для соответствующих температур не более чем на 4%. Следовательно, если признать справедливой гипотезу возникновения рассолов за счет нормальных вод Красного моря, то необходимо объяснить механизм удаления Ar и (или) обогащение рассолов азотом. Содержания растворенных газов в различных геотермальных районах обычно объясняли с позиций фракционирования между газовой и жидкой фазой [13, 16, 12]. Однако для рассматриваемого случая подобное объяснение непригодно, поскольку такой процесс не может приводить одновременно к обеднению одним и обогащению другим газом. Исходя из величин градиента гидростатического напора и геотермического градиента, вычисленных Крейгом [6] для рассолов Красного моря, следует предположить, что появление обособленной газовой фазы не должно было происходить, а при отсутствии такой фазы теряют всякую почву предположения об упомянутом выше механизме потери аргона.

Было установлено, что подземные воды в процессе течения могут обогащаться азотом [22]. При этом ока-

залось, что пересыщение их (до 70%) азотом сопровождалось уменьшением содержания кислорода, тогда как концентрация аргона оставалась приблизительно на уровне насыщения. В качестве источника азота в этом случае предполагалось органическое вещество, разлагавшееся при просачивании сквозь осадки подземных вод. Таким образом, наиболее вероятным представляется, что обогащение рассолов Красного моря азотом произошло за счет разложения органического вещества, присутствовавшего в осадках, сквозь которые просачивались рассолы, или попадавшего в рассолы из вышележащей толщи морской воды уже во впадине.

Сопоставление рассолов впадин Дискавери и Атлантис II. Определения изотопного состава водорода и кислорода с убедительностью свидетельствуют о возникновении рассолов обеих впадин за счет одних и тех же вод. В связи с этим представляется, что различия содержания аргона в двух рассолах обусловлены поступлением радиогенного аргона. Различия в содержании аргона, температурах, общей карбонатности, изотопном составе углерода и содержаниях микроэлементов в рассолах двух впадин не сопровождаются такими изменениями общей их солености, которые должны были бы наблюдаться в том случае, если рассолы впадины Дискавери возникли в результате смешения рассола впадины Атлантис II и нормальной морской воды. Таким образом, можно представить себе три варианта механизма возникновения различий в рассолах двух впадин.

1. На ранних стадиях формирования рассолы мигрировали независимо друг от друга, неравномерно обогащаясь радиогенным аргоном, нагреваясь до разной температуры и вступая в разные реакции, которые и обусловили различия их химического состава.

2. Рассолы поступили во впадину Дискавери из впадины Атлантис II на ранней стадии функционирования геотермальной системы Красного моря [20], тогда как во впадину Атлантис II они непрерывно или периодически поступали и в дальнейшем, что сопровождалось здесь некоторым смешением рассолов с вышележащей морской водой. Радиогенный аргон, накопившийся в осадках, сквозь которые просачивались рассолы, был захвачен первыми порциями мигрировавших растворов. Аналогичным образом первые порции раствора должны были иметь меньшую температуру, поскольку они теряли больше тепла в процессе движения в еще непрогретой среде. Следовательно, первые порции рассолов должны иметь повышенное содержание аргона и меньшую температуру, что соответствует как предположенному механизму возникновения различий, так и фактически наблюдающимся различиям рассолов двух впадин. После поступления во впадину Дискавери рассолы охлаждались за счет теплопроводности, что обусловило установленное здесь распределение температур [20]. Наблюдающиеся различия химического состава рассолов двух впадин можно связывать или с влиянием процесса охлаждения на характер равновесий, или с различием во времени поступления рассолов.

3. Во впадину Дискавери периодически или непрерывно поступала лишь часть рассолов, изливавшихся из впадины Атлантис II, тогда как другая часть их смешивалась с вышележащей морской водой. По результатам этот процесс близок к рассмотренному в пункте 2, так как в среднем рассолы впадины Дискавери должны были соответствовать порциям рассолов, поступавших из подземной части геотермальной системы раньше, чем рассолы впадины Атлантис II.

Источник рассолов. Если допустить, что в момент формирования рассолов не происходило потери аргона, то по величине отношения Ar/H_2O в рассолах можно прямо оценить пределы температуры и солености исходной морской воды. Поскольку растворимость аргона в морской воде представляет собой функцию как температуры, так и со-

лености, любая фиксированная величина растворимости аргона определяет линию, по которой эффект уменьшения солености компенсируется температурой. Таким образом, отношение Ar/H_2O в морской воде, находящейся в равновесии с атмосферой, однозначно определяет линию вероятных температур и величин солености этой воды. Эта линия в случае поступления радиогенного аргона после установления равновесия соответствует минимальной температуре равновесия для данного значения солености.

Поскольку мы приняли, что рассолы обеих впадин возникли за счет одной и той же морской воды, а различия содержания в них аргона обусловлены поступлением его из радиогенных источников в осадках, то в качестве основы для оценки минимальной линии соотношения температуры и солености в исходной воде следует принять значение Ar/H_2O в рассолах впадины Атлантис II. Эта линия проходит в пределах интервала величин современной солености Красного моря (36—41‰) от 29 к 27° С. Минимальная температура определена с ошибкой ±3° С. Эта ошибка слагается из величины ±2,5° С, связанной с допущением, что в исходной воде может происходить отклонение (до 4%) концентрации аргона от величины, строго соответствующей насыщению в равновесных условиях. Остальные ±0,5% обусловлены аналитическими ошибками.

Некоторые факторы в приведенной выше оценке имеют гипотетический характер. Тем не менее интересно отметить, что в Красном море существует лишь единственный район, в котором температуры и величины солености располагаются на вычисленной минимальной линии или выше нее — это прибрежные мелководные участки у южной оконечности моря, где подобными характеристиками обладают близповерхностные воды [23]. При наложении вычисленной линии минимальных значений температуры и солености на диаграмму вариаций тех же параметров в системе Красного моря [19] эти две кривые пересекаются в точках со значениями $t = 28{,}2°$ С, $S = 37{,}8‰$ и $t = 27{,}2°$ С, $S = 39{,}7‰$, но если принять во внимание пределы ошибки, то интервал t и S у искомых близповерхностных вод будет несколько больше. Изотопный состав воды рассолов явно свидетельствует о том, что рассолы не могли возникнуть за счет придонных вод Красного моря (22° С и соленость 40,6‰).

Исходя из отношений D/H и $^{18}O/^{16}O$, Крейг пришел к выводу, что соленость первичной для рассолов морской воды была 38,2‰. Кривая для такой величины солености пересекается с вычисленной линией минимальных значений температуры и солености в точке 28 ± 3° С. Наиболее поразительно, что точка с величинами $S = 38{,}2\%$ и $t = 28°$ С на диаграмме температура — соленость для Красного моря однозначно соответствует близповерхностным водам южной оконечности бассейна.

Первоочередные задачи дальнейших исследований. При дальнейших исследованиях рассолов Красного моря значительный интерес могут представить определения изотопного состава растворенных аргона и азота. Отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$ позволит установить долю радиогенного аргона в рассолах, а отношение $^{15}N/^{14}N$ — долю в них азота биогенного происхождения [21, 1]. После того как будут сделаны эти определения, целесообразно проверить справедливость допущения об отсутствии фракционирования между газовой и жидкой фазой, для чего необходимо установить содержание растворенного в рассолах неона. Большой интерес также представляет определение растворенного гелия, присутствие которого свидетельствует об обогащении рассолов газами радиогенного происхождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Benson B., Parker P. D. M.*, Nitrogen/argon and nitrogen isotope ratios in aerobic seawater, Deep-Sea Res., 7, 237, 1961.

2. *Brewer P. G., Densmore C. D., Munns R., Stanley R. J.*, Hydrography of the Red Sea brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 138—147, 1969.
3. *Brewer P. G., Riley J. P., Culkin F.*, The chemical composition of the hot salty water from the bottom of the Red Sea, Deep-Sea Res., **12**, 497, 1965.
4. *Charnock H.*, Anomalous bottom water in the Red Sea, Nature, **203**, 591, 1964.
5. *Craig H.*, The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas, *in* Nuclear Geology on Geothermal Areas, E. Tongiorgi (ed.), Consiglio Nazionale delle Ricerche Rome, **17**, 1963.
6. *Craig H.*, Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines, Science, **154**, 1544, 1966.
7. *Craig H., Weiss R. F., Clarke W. B.*, Dissolved gases in the equatorial and south Pacific Ocean, J. Geophys. Res., **72**, 6165, 1967.
8. *Deuser W. G., Degens E. T.*, O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} ratios of fossils from the hot brine deep area of the central Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 336—347, 1969.
9. *Douglas E.*, Solubilities of oxygen, argon, and nitrogen in distilled water, J. Phys. Chem., **68**, 169, 1964.
10. *Douglas E.*, Solubilities of argon and nitrogen in sea water, J. Phys. Chem., **69**, 2608, 1965.
11. *Emery K. O.*, cited in Miller et al., 1966.
12. *Gunter B. D., Musgrave B. C.*, Gas chromatographic measurements of hydrothermal emanations at Yellowstone National Park, Geochim. et Cosmochim. Acta, **30**, 1175, 1966.
13. *Hulston J. R., McCabe W. J.*, Mass spectrometer measurements in the thermal areas of New Zealand, Part 1, Carbon dioxide and residual gas analysis, Geochim. et Cosmochim. Acta, **26**, 383, 1962.
14. *König H., Wänke H., Bien G. S., Rakestraw N. W., Suess H. E.*, Helium, neon, and argon in the oceans, Deep-Sea Res., **11**, 243, 1964.
15. *Linnenbom V. J., Swinnerton J. W., Cheek C. H.*, Evaluation of gas chromatography for the determination of dissolved gases in sea water, Oceanog. Sci. Eng., Trans. Joint Conf. Marine Tech. Soc., Am. Soc. Oceanog., 1009, 1965.
16. *Mazor E., Wasserburg G. J.*, Helium, neon, argon, krypton and xenon in gas emanations from Yellowstone and Lassen Volcanic National Parks, Geochim. et Cosmochim. Acta, **29**, 443, 1965.
17. *Miller A. R.*, Highest salinity in the world oceans, Nature, **203**, 590, 1964.
18. *Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.*, Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea, Geochim. et Cosmochim. Acta, **30**, 341, 1966.
19. *Neumann A. C., McGill D. A.*, Circulation of the Red Sea in early summer, Deep-Sea Res., 8, 223, 1962.
20. *Pugh D. T.*, Origin of hot brines in the Red Sea, Nature, **214**, 1003, 1967.
21. *Richards F. A., Benson B. B.*, Nitrogen/argon and nitrogen isotope ratios in two anaerobic environments, Deep-Sea Res., **7**, 254, 1961.
22. *Sugawara K., Tochikubo I.*, The determination of argon in natural waters with special reference to the metabolisms of oxygen and nitrogen, Journ. Earth Sci. Nagoya Univ., **3**, 77, 1955.
23. *Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H.*, The Oceans, Prentice-Hall, 1942.
24. *Swallow J. C., Crease J.*, Hot salty water at the bottom of the Red Sea, Nature, **205**, 165, 1965.
25. *Swinnerton J. W., Linnenbom V. J., Cheek C. H.*, Determination of argon and oxygen by gas chromatography, Anal. Chem., **36**, 1669, 1964.
26. *Weiss R. F.*, Piggyback water sampler for dissolved gas studies on sealed water samples, Deep-Sea Res., **15**, 695, 1968.

ОСАДКИ ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛОВ КРАСНОГО МОРЯ (МИНЕРАЛОГИЯ, ХИМИЗМ И ГЕНЕЗИС)

Дж. Бишофф

Вудс-Холский океанографический институт, Вудс-Хол, Массачусетс

ВВЕДЕНИЕ

При изучении геотермической системы Красного моря очень большой геохимический интерес представляют проблемы определения природы и источника рассолов, распределения возникших за счет этих рассолов осадков, а также процессы их отложения. Эта система, очевидно, представляет собой рудное месторождение, находящееся в процессе формирования [37], а все перечисленные выше вопросы относятся к числу наименее изученных и очень важных генетических аспектов в понимании природы рудообразующих процессов вообще. Термальные рассолы Красного моря относятся к числу редких природных явлений. Известны лишь два близких им аналога — геотермальная система озера Солтон-Си [38] и недавно описанная геотермальная система полуострова Челекен в СССР [27, 28].

В настоящей главе рассматриваются осадки рассолов Красного моря и в том числе вопросы их распределения, химизма, минералогии и способов их осаждения. Можно надеяться, что полученные в результате этой работы выводы по современному рудоотложению удастся использовать для интерпретации происхождения древних рудных месторождений. Ранее данные по минералогии и химизму были освещены в печати Миллером с соавторами [29].

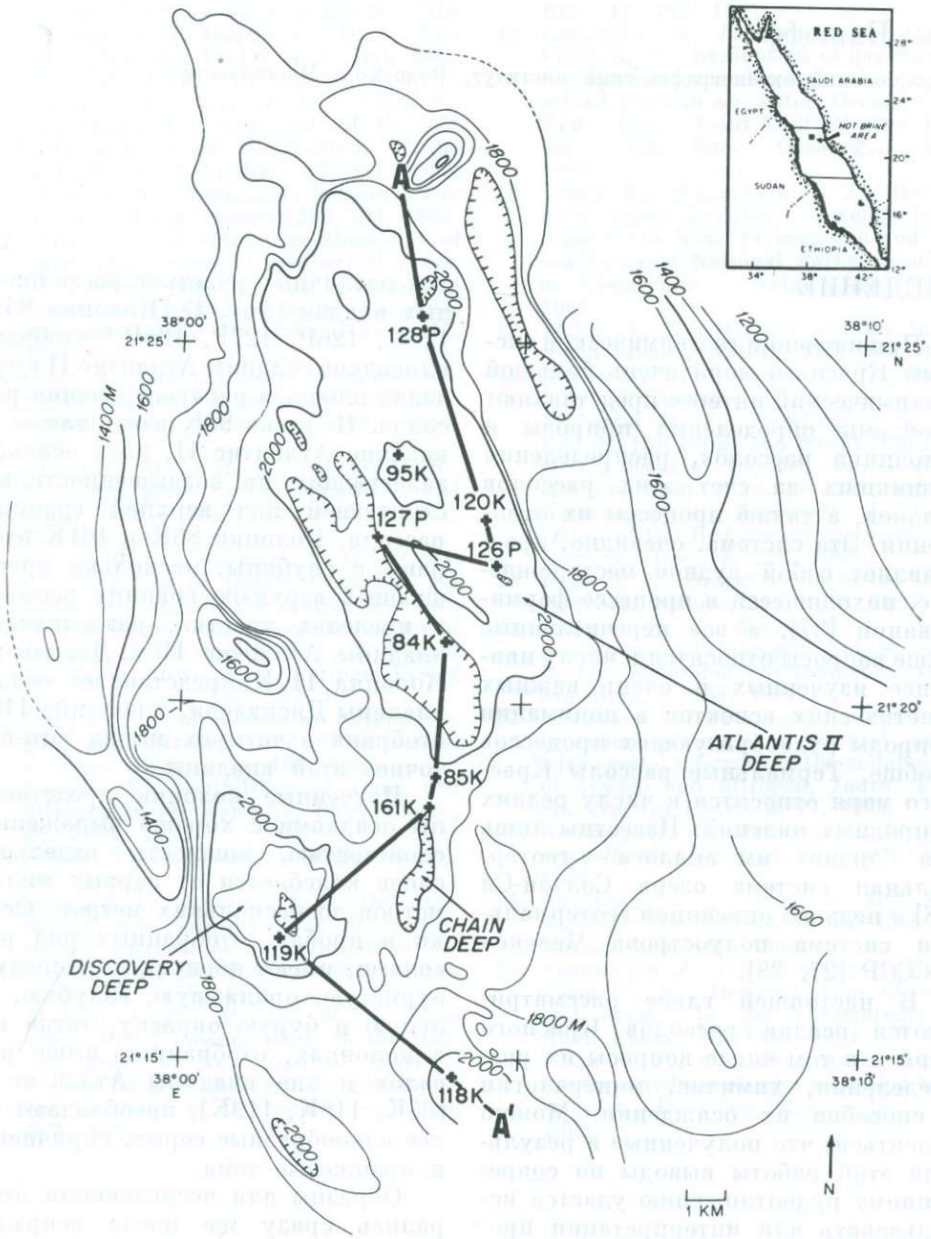
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Опробование. Для детальных исследований было отобрано десять колонок осадков, представительных для различных участков рассолоносных впадин (фиг. 1). Колонки 84K, 120K, 126P, 127P, 128P [1] отобраны из осадков впадины Атлантис II в пределах площади распространения рассолов. Колонка 95K взята также во впадине Атлантис II, но в осадках, залегающих на возвышенности, выступающей над верхней границей рассола. Колонки 85K и 161K отобраны с глубины, несколько превышающей верхнюю границу рассолов в пределах участка, разделяющего впадины Атлантис II и Дискавери. Колонка 119K представляет осадки впадины Дискавери, а колонка 118K отобрана в четырех милях юго-восточнее этой впадины.

Изученные колонки представлены осадками с хорошо выраженной слоистостью, мощность отдельных слоев колеблется от первых миллиметров до нескольких метров. Осадки в пробах, отобранных под рассолами, имеют черную, коричневую, охристую, оранжевую, голубую, зеленую и бурую окраску, тогда как в колонках, отобранных выше рассолов и вне впадины Атлантис II (95K, 118K, 119K), преобладают более однообразные серые, коричневые и оранжевые тона.

Образцы для исследования отбирались сразу же после вскрытия замороженных колонок. Во всех колонках из каждой литологической разновидности отбирались отдельные образцы. В случае большой мощности слоев такие образцы отбирались не реже чем через 50 см. Эти образцы

[1] Индекс K обозначает колонки, взятые пробоотборником типа Кастен, а индекс P — поршневым пробоотборником (piston cores).



Ф и г. 1. Карта отбора колонок осадков в геотермальном районе Красного моря.

Скопления рассола располагаются на глубинах ниже изобаты 2000 м. Линия *A — A'* соответствует разрезу, показанному ниже на фиг. 2. Батиметрия по работе [32].

хранились при комнатной температуре в специальных сосудах. Чтобы по возможности избежать окисления и дегидратации, исследования образцов проводили не более недели. Контрольными определениями установлено, что за этот период не происходило никаких изменений. Исследованиям подверглись 133 отобранных образца.

Методы анализа. Из каждого образца выделялось три гранулометрических фракции: >62 мкм, 2—62 мкм, <2 мкм. Первая фракция получалась в дистиллированной воде как остаток на сите с диаметром отверстий 62 мкм. Из остального материала выделялась фракция <2 мкм центрифугированием по ранее описанной методике [15]. После этого каждая фракция тщательно промывалась дистиллированной водой, высушивалась при 50° С и взвешивалась. Вес исходного влажного образца и вес высушенных фракций использовался для вычисления содержания интерстиционной влаги (табл. 1). В большинстве случаев осадки рассолов состояли из аморфных или микрокристаллических округлых частиц. Именно размеры этих частиц или их агрегатов и определяли в основном распределение вещества по гранулометрическим фракциям (о величине кристаллов в этих осадках см. [34]).

Фракции <2 мкм и 2—62 мкм изучались рентген-дифрактометрическим методом. Из материала фракций 2 - 62 мкм и >62 мкм изготавливались также петрографические шлифы (табл. 1). Для элиминации железного излучения высоких энергий при рентгеновской съемке использовался кристаллический монохроматор. Фракция 2—62 мкм (55 образцов) подверглась химическому анализу, данные которого сопоставлялись с рентгенограммами. Эта фракция была избрана для более детального исследования в связи с тем, что она составляла более 90% сухого материала образца, причем во фракции >62 мкм обычно резко преобладали обломки фораминифер.

При химическом анализе определялось общее содержание углерода в виде CO_2 газометрическим методом в индукционной печи. Кроме того, определялось общее содержание серы (сульфатная и сульфидная) в виде SO_2, возгоняемой в индукционной печи. Определение этого элемента производилось газометрическим титрованием [10]. Закисное железо определялось по классической методике титрованием бихроматом [22]. Содержания Zn, K и Mn установлены методом атомно-абсорбционной спектрометрии. K и Mn также дополнительно определялись методом эмиссионной спектрометрии. По этой же методике определялись: Si, Ti, Al, Fe (общее), Mg, Ca, Sr, Ba, Na, Cu, Pb, P. Эмиссионные спектрометрические определения производились по методике Лендергрена и др. [25] с дополнениями Мангейма. По этой методике анализируемые навески плавятся с боратным флюсом с введением в качестве внутреннего стандарта In и Be. Общий состав образца выражался в виде окислов (табл. 2).

При спектрохимическом анализе определению содержания Pb мешало влияние линии Fe. Видимо, в связи с этим в некоторых пробах с большими содержаниями Fe и пониженными других металлов были определены завышенные концентрации Pb (например, 118K — 260, табл. 2). Можно полагать, что при содержании Fe_2O_3 около 50% происходит завышение результатов определения PbO на 0,03—0,04%, но для образцов с повышенным содержанием Pb этот эффект не имеет большого значения (например, анализ 85K — 85 в табл. 2). Контрольные анализы тех же проб, произведенные разными аналитиками в других лабораториях, показали удовлетворительную сходимость в результатах. Кроме того, в большинстве анализов сумма близка к 100%; это позволяет полагать, что определены практически все элементы, присутствующие в осадках в сколько-нибудь значительных количествах.

Таблица 1

Гранулометрия, содержание иловых рассолов и минеральный состав осадков

Гранулометрический состав приведен для сухого, отмытого от солей остатка осадков, а содержание иловых рассолов в вес.% — для исходного влажного осадка. Количественная оценка содержаний минералов дается по результатам рентгеновских определений в сопоставлении с эталонами чистых минералов (четыре крестика означают равную интенсивность линий в исследуемой пробе и эталоне, один крестик — одну четверть интенсивности эталона и т. д.). Если для пробы указан один минерал с двумя крестиками, то остальное приходится на аморфный материал. Колонки 95К, 118К и 119К отобраны вне впадины Атлантис II; колонки 85К и 161К взяты на седловине, разделяющей впадины Атлантис II и Дискавери; остальные получены из впадины Атлантис II и перечислены в порядке увеличения номеров.

Глубина от поверхности дна, см	Содержание илового рассола, %	Гранулометрия: фракции, мкм	Гранулометрия: содержание, %	Аморфное вещество	Гётит	Гематит	Лепидокрокит	Fe-монтмориллонит	Манганосидерит	Ангидрит	Сфалерит	Халькопирит	Пирит	Тодорокит	Обломочный материал	Прочие
Колонка 95К																
85	78,2	> 62	21,7												××××	
		2—62	77,3	××											××	
		< 2	1,0	××											××	
110	71,1	> 62	9,1												××××	
		2—62	89,8	×									сл.		×××	
		< 2	1,1												××××	
150	72,8	> 62	0,2												××××	
		2—62	99,2		××××											
		< 2	0,6	×	××										×	
180	63,5	> 62	5,2										×		×××	
		2—62	92,0										××		××	
		< 2	2,8	××	×										×	
185	56,2	> 62	5,5		×								×		××	
		2—62	89,5	×	×						сл.		сл.		××	
		< 2	5,0										×		×××	
190		> 62	11,5												××××	Гипс, сл.
		2—62	85,2		×										×××	
		< 2	3,3	×											×××	
40	80,8	> 62	2,3												××××	
		2—62	95,6	××	×								сл.		×	
		< 2	2,1	×××											×	
395	23,5	> 62	91,5												××××	
		2—62	8,1	×											×××	
		< 2	0,4	××											××	
Колонка 118К																
340	55,5	> 62	5,1												××××	
		2—62	93,7	×											×××	
		< 2	1,2												××××	
90	79,5	> 62	3,3	×	×										××	
		2—62	93,9	××	××											
		< 2	2,8		××										××	
120	80,0	> 62	19,8												××××	
		2—62	74,4	×				×							××	
		< 2	5,8					××							××	
160	50,8	> 62	17,7												××××	
		2—62	78,9										сл.		××××	
		< 2	3,4					××							××	

Продолжение табл. 1

Глубина от поверхности дна, см	Содержание илового рассола, %	Гранулометрия: фракции, мкм	Гранулометрия: содержание, %	Аморфное вещество	Гётит	Гематит	Лепидокрокит	Fe-монтмориллонит	Манганосидерит	Ангидрит	Сфалерит	Халькопирит	Пирит	Тодорокит	Обломочный материал	Прочие
200	78,1	> 62	1,7	×	××										×	
		2—62	93,5	××	××											
		< 2	4,8	××	××											
260	80,8	> 62	2,2	×	××										×	
		2—62	85,5	××	××											
		< 2	12,3	××	××											
320	75,1	> 62	1,8				×××								×	
		2—62	93,0				×××								×	
		< 2	5,2				××××									
385	49,1	> 62	2,8												×	Пиротин ×××
		2—62	87,6	×									×		××	
		< 2	9,6					××			сл.				××	
Колонка 119К																
50	94,3	> 62	5,2												××××	
		2—62	80,9	×				×××								
		< 2	13,9	×				×××								
90	68,2	> 62	12,4												××	Грейгит ××
		2—62	80,2	×	×										××	
		< 2	7,4	×											×××	
110	71,2	> 62	11,2												×××	Грейгит ×
		2—62	85,2	×	×										××	
		< 2	3,6												××××	
130	67,5	> 62	20,6												××××	
		2—62	64,1	×	сл.										×××	
		< 2	15,3	×											×××	
139	55,8	> 62	18,7												××××	
		2—62	67,4	××											××	
		< 2	13,9					××							××	
151	70,5	> 62	28,2												××××	
		2—62	66,3		×										×××	
		< 2	5,5	×				×××								
160	68,3	> 62	4,9						××××							
		2—62	84,2	×××	×											
		< 2	10,4		×			××	сл.						×	
205	67,3	> 62	6,2												××××	
		2—62	79,3	×	×										××	
		< 2	14,5		×			××							×	
231	55,4	> 62	9,7												××××	Грейгит, сл.
		2—62	84,5	××	×										×	
		< 2	5,8												××××	
239	62,3	> 62	36,2												××××	
		2—62	56,3	×											×××	
		< 2	7,5												×××	

Продолжение табл. 1

Глубина от поверхности дна, см	Содержание илового рассола, %	Гранулометрия: фракции, мкм	Гранулометрия: содержание, %	Аморфное вещество	Гётит	Гематит	Лепидокрокит	Fe-монтмориллонит	Манганосидерит	Ангидрит	Сфалерит	Халькопирит	Пирит	Тодорокит	Обломочный материал	Прочие
262	84,9	> 62	1,0		××										××	
		2—62	97,3	××	××											
		< 2	1,7	××××												
70	89,5	> 62	0,7												××××	
		2—62	96,0				×××								×	
		< 2	3,3	×											×××	
273	58,2	> 62	2,6												××××	
		2—62	82,3												××××	
		< 2	15,1												××××	
282	52,3	> 62	1,8												××××	
		2—62	95,6	×								××				
		< 2	2,6												××××	
295	46,6	> 62	54,6												××××	
		2—62	45,1												××××	
		< 2	0,3												××××	
310	52,6	> 62	13,00												××××	
		2—62	45,6	××											××	
		< 2	41,4												×	
324	80,3	> 62	1,2	×	×										××	
		2—62	81,2	×××					сл.						×	
		< 2	12,6					××××								
329	58,1	> 62	68,2					×××	×							
		2—62	11,5		××			××								
		< 2	20,3		×			×××								
355	58,7	> 62	1,4												××××	
		2—62	88,4		×										×××	
		< 2	10,2	××××												
380	52,3	> 62	26,1	×											×××	
		2—62	72,6	×											×××	
		< 2	1,3												×××	
425	60,2	> 62	12,6												××××	
		2—62	82,1												×××	
		< 2	5,3												××××	
450	55,8	> 62	15,6												××××	
		2—62	80,3	×											×××	
		< 2	4,1	×											×××	
Колонка 161К																
135	84,8	> 62	1,5												××××	
		2—62	50,5	×××	×											
		< 2	48,0	××××				сл.								
200	87,0	> 62	1,2												××××	
		2—62	50,0	×××	×											
		< 2	48,8	×××	×											

Продолжение табл. 1

Глубина от поверхности дна, см	Содержание илового рассола, %	Гранулометрия: фракции, мкм	Гранулометрия: содержание, %	Аморфное вещество	Гётит	Гематит	Лепидокрокит	Fe-монтмориллонит	Манганосидерит	Ангидрит	Сфалерит	Халькопирит	Пирит	Тодорокит	Обломочный материал	Прочие
221	80,2	< 62	1,3												××××	Доломит ××
		2—62	87,7	×	×××										сл.	Доломит сл.
		< 2	10,9	××××	сл.											
231	82,9	> 62	30,8												××××	Доломит ××
		2—62	57,1	×××	×											
		< 2	12,1	×××	×											
237	84,3	< 62	3,6		×									×	××	
		2—62	78,8	×××												Вудрафит? ×
		< 2	17,6	×××												Вудрафит? ×
265	86,2	> 62	0,8												××××	
		2—62	89,4	××	××											
		< 2	9,2	×××	×											
280	85,8	> 62	2,1												××××	
		2—62	60,6	××	××											
		< 2	37,3	××××												
325	88,6	> 62	5,3												××××	
		2—62	69,2	×××	×											
		< 2	25,5		××××											
370	84,8	> 62	1,6												××××	
		2—62	79,8	×	×××											
		< 2	18,6	×	×××											
389	83,7	> 62	4,1												××××	
		2—62	88,3	×	×××											
		< 2	7,6	××	××											
392	88,2	> 62	1,5												××××	
		2—62	60,3	×	××										×	
		< 2	38,2	××											××	
Колонка 85К																
30	91,7	> 62	0,3												××××	
		2—62	93,4	××	××											
		< 2	6,3	××	××											
85	92,9	> 62	0,4												××××	
		2—62	95,7	×	××××											
		< 2	3,9	×××	×											
120	81,3	> 62	5,3	××××												
		2—62	85,9	××××												
		< 2	8,8	×				×××								
160	74,8	> 62	37,5	××	×										×	
		2—62	57,8	×××	×											
		< 2	4,7	×	×××											

Продолжение табл. 1

Глубина от поверхности дна, см	Содержание илового рассола, %	Гранулометрия: фракции, мкм	Гранулометрия: содержание, %	Аморфное вещество	Гётит	Гематит	Лепидокрокит	Fe-монтмориллонит	Манганосидерит	Антидрит	Сфалерит	Халькопирит	Пирит	Тодорокит	Обломочный материал	Прочие
180	88,0	> 62	0,5	××	×										×	
		2—62	80,8	××	××											
		< 2	18,7		××××											
210	89,2	> 62	0,5	××	×										×	
		2—62	72,3	×	×××											
		< 2	27,2	×	×××											
240	87,3	> 62	3,9	××	×										×	
		2—62	95,1	×××	×											
		< 2	1,0	××××												
270	87,4	> 62	5,4	×	××										×	
		2—62	84,1	×	×××											
		< 2	10,5	×	×××											
300	88,0	> 62	1,1	××	×										×	
		2—62	95,6	×××	××											
		< 2	3,3	××××	сл.											
320	77,7	> 62	0,7	××	×										×	
		2—62	82,9	××	××											
		> 2	16,4	××××	сл.											
340	80,9	> 62	5,3	×	×										××	
		2—62	85,4	×	×				×						×	
		< 2	9,3	××	×										××	
380	58,6	> 62	17,1								×××	×				
		2—62	82,5	×							××	×				
		< 2	0,4	×							××	×				
Колонка 120К																
50	93,8	> 62	9,6													
		2—62	78,5	×				×××	сл.						××××	
		< 2	11,9					××××							сл.	
80	67,4	> 62	28,9							××××						
		2—62	60,1							××××						
		< 2	11,0							××××						
100	68,9	> 62	1,2	×				×							××	
		2—62	85,3	×				×××			сл.					
		< 2	13,5	×				×××		сл.	сл.					
125	79,6	> 62	13,5	×					×						××	
		2—62	83,2	××					××							
		< 2	3,3	×	×										××	
140	93,2	> 62	33,1													
		2—62	48,0	×				×	××						××××	
		< 2	18,9	×	×			××	сл.							
167	81,1	> 62	18,2					×	×						××	
		2—62	76,5					××	×						×	
		< 2	5,3					××	×						×	
200	93,4	> 62	2,2													
		2—62	73,9	×				××	×						××××	
		< 2	23,9	×××											×	

Продолжение табл. 1

Глубина от поверхности дна, см	Содержание илового рассола, %	Гранулометрия: фракции, мкм	Гранулометрия: содержание, %	Аморфное вещество	Гётит	Гематит	Лепидокрокит	Fe-монтмориллонит	Манганосидерит	Ангидрит	Сфалерит	Халькопирит	Пирит	Тодорокит	Обломочный материал	Прочие
282	95,2	> 62	5,7							××					××	
		2—62	36,7	×××				×								
		< 2	57,6	××				×							×	
302	70,8	> 62	39,8						××××							
		2—62	59,0						××××							
		< 2	1,2	×××				×								
335	93,3	> 62	1,6							××					××	
		2—62	39,3	××××												
		< 2	59,1	×××				×	сл.							
360	74,0	>62	90,2						××××							
		2—62	6,5	××				×	×							
		< 2	3,3	××××												
396	91,8	> 62	6,7					××							××	
		2—62	61,4	××				××								
		< 2	31,9	××				××								
420	50,4	> 62	48,2							××××						
		2—62	51,4							××	×		×			
		< 2	0,4	×××							×					
Колонка 84К																
120	91,6	> 62	3,6							×	×				××	
		2—62	85,9					××			×		×			
		< 2	10,5					×××			×				сл.	
190	93,0	> 62	2,9													
		2—62	85,8	×				××			×				××××	
		< 2	11,3					×××			×					
235		> 62	78,8							××	××		сл.			
		2—62	21,2							××	××		сл.			
		< 2	0,0													
260	94,3	> 62	4,5							××××						
		2—62	46,8			××		××			сл.					
		< 2	48,7			××		××			сл.					
328	67,3	> 62	45,7						×	×××						
		2—62	49,5			×		××		×						
		> 2	4,8			×		××		×						
350	77,8	> 62	2,0													
		2—62	91,8			××××									××××	
		< 2	6,2			××××										
Колонка 126Р																
90	94,2	> 62	2,7												××××	
		2—62	45,6	××				××								
		< 2	51,7	×				×××								
280	93,7	> 62	2,0													
		2—62	85,3	××				××							××××	
		< 2	12,7	×				×××								

Продолжение табл. 1

Глубина от поверхности дна, см	Содержание илового рассола, %	Гранулометрия: фракции, мкм	Гранулометрия: содержание, %	Аморфное вещество	Гётит	Гематит	Лепидокрокит	Fe-монтмориллонит	Манганосидерит	Ангидрит	Сфалерит	Халькопирит	Пирит	Тодорокит	Обломочный материал	Прочие
380	93,1	> 62	3,0	×	×			×							×	
		2—62	81,7	×	×			×				×				
		< 2	15,3					×××				×				
450	94,3	> 62	1,5												××××	
		2—62	84,3	×				×××				сл.				
		< 2	14,2	×				×××				сл.				
650	90,2	> 62	8,9	×××											×	
		2—62	91,1	××××												
		< 2	0,0													
670	81,8	> 62	47,8											×××		Гроутит ×
		2—62	52,5	××××												
		< 2	0,0													
730	90,0	> 62	1,2	×	××										×	
		2—62	98,8	××	××											
		< 2	0,0													
744	55,6	> 62	8,00												××××	
		2—62	61,8												××××	
		< 2	30,2												××××	
760	62,3	> 62	9,2												××××	
		2—62	40,6	××	×										×	
		< 2	50,2	××	×										×	
800	89,8	> 62	2,0	×××											×	
		2—62	84,9	××××	сл.											
		< 2	13,1		××			××								
Колонка 127Р																
80	95,7	> 62	2,3												××××	
		2—62	86,4	××××												
		< 2	11,3	××				××								
150	94,9	> 62	2,5												××××	
		2—62	84,2	×				×××								
		< 2	13,3					××××								
237	97,3	> 62	1,6												××××	
		2—62	91,8					×××			×					
		< 2	6,6					××××								
260	96,0	> 62	5,4												××××	
		2—62	81,7	×××				×								
		< 2	12,9	××				××								
340	95,6	> 62	9,8	×				×							××	
		2—62	54,1	××				××								
		< 2	36,1	×				×××								
380	96,9	> 62	3,9												××××	
		2—62	86,3	×				×××								
		< 2	9,8	×				×××								

Продолжение табл. 1

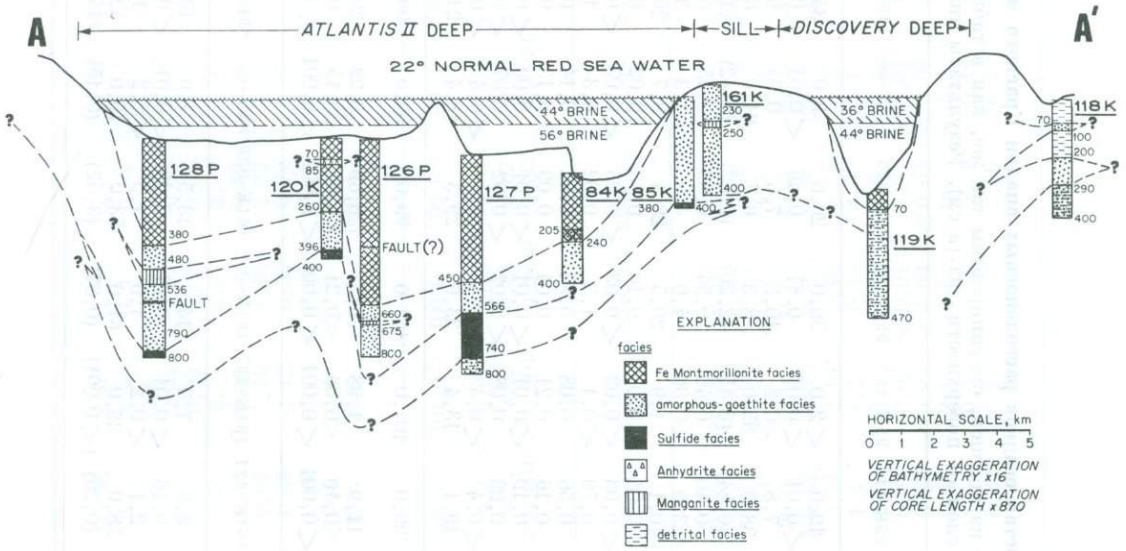
Глубина от поверхности дна, см	Содержание илового рассола, %	Гранулометрия: фракции, мкм	Гранулометрия: содержание, %	Аморфное вещество	Гётит	Гематит	Лепидокрокит	Fe-монтмориллонит	Манганосидерит	Ангидрит	Сфалерит	Халькопирит	Пирит	Тодорокит	Обломочный материал	Прочие
427	92,6	> 62	8,9													Галит
		2—62	81,8	××							×		×			××××
		< 2	9,3	××××												
455	82,6	> 62	37,3		××××											
		2—62	58,2	×	×××											
		< 2	4,5	××	××											
460	79,5	> 62	33,6		××				××							
		2—62	63,6	×	×××											
		< 2	2,8	××	××											
464	80,3	> 62	3,8	××	×										×	
		2—62	80,9	××	××											
		< 2	15,3	×××	×											
495	92,6	> 62	5,1													
		2—62	92,8	××××	сл.			сл.	××××							
		< 2	2,1	××××												
514	78,9	> 62	9,4													
		2—62	81,8	××					××						××××	
		< 2	8,8	×				×××								
527	93,4	> 62	6,0	××					××							
		2—62	82,5	××					××							
		< 2	11,5	××											××	
559	80,6	> 62	1,6													
		2—62	78,5	××	×				××	××						
		< 2	19,9	××××						×						
610	59,3	> 62	34,6						××							
		2—62	52,8						сл.		××××				××	
		< 2	12,6								××××					
645	89,7	> 62	4,3													
		2—62	79,4	×××					××××							
		< 2	16,3	××××					×							
710	85,1	> 62	12,7													× Барит
		2—62	86,4	×							× ×		×			×××
		< 2	0,9	×							× ×		×			
750	55,4	> 62	70,4						×××							
		2—62	28,5						××						×	
		< 2	1,1	××											××	
															××	
757	50,2	> 62	2,3													
		2—62	96,0	×					сл.						××××	
		< 2	1,7												×××	
															××××	
762	80,4	> 62	1,4													
		2—62	85,9	××			××								××××	
		< 2	12,7				××××								×	
783	55,6	> 62	24,1													
		2—62	73,8												××××	
		< 2	2,1	××											×××	
															×	

Продолжение табл. 1

Глубина от поверхности дна, см	Содержание илового рассола, %	Гранулометрия: фракции, мкм	Гранулометрия: содержание, %	Аморфное вещество	Гётит	Гематит	Лепидокрокит	Fe-монтмориллонит	Манганосидерит	Ангидрит	Сфалерит	Халькопирит	Пирит	Тодорокит	Обломочный материал	Прочие
Колонка 128Р																
130	94,7	> 62	6,5												××××	
		2—62	80,9	×××				×								
		< 2	12,6	×××				×								
162	95,7	> 62	4,0												××××	
		2—62	85,8	×××				×								
		< 2	10,2	×				×××								
200	94,4	> 62	5,5												××××	
		2—62	85,2					××××			сл.					
		< 2	12,0					××××								
226	91,7	> 62	4,7												××××	
		2—62	90,6	××				×			×					
		> 2	4,7					×××			×					
244	95,2	> 62	0,7												××××	
		2—62	69,2	×	×			××								
		< 2	30,1	×	×			××								
280	93,2	> 62	1,4												××××	
		2—62	91,4		×			×××			сл.					
		< 2	7,2	×	×			××	сл.							
320	94,1	> 62	2,1												××××	
		2—62	92,3	×				×××			сл.					
		< 2	5,2					×××			×					
357	95,0	> 62	1,4												××××	
		2—62	86,1	×××				×								
		< 2	12,5	×				×××			сл.					
376	88,2	> 62	6,7												××××	
		2—62	92,2	×				××	×							
		< 2	1,1	×				×××								
377		> 62	100,0													
		2—62	0,0					××××								
		< 2	0,0													
420	95,2	> 62	5,5												××××	
		2—62	93,6	×××	×											
		< 2	0,8	××	××											
440	95,5	> 62	3,8												××××	
		2—62	93,7	×××	×											
		< 2	2,5	××	××											
470	72,6	> 62	7,7												××××	
		2—62	92,0	×	×										××	
		< 2	0,3	××××												
500	79,8	> 62	60,6									××××				
		2—62	39,0										××××			
		< 2	0,4										××××			
510	81,0	> 62	53,9									×××		×		
		2—62	45,9										××××			
		< 2	0,2										××××			

Продолжение табл. 1

Глубина от поверхности дна, см	Содержание илового рассола, %	Гранулометрия: фракции, мкм	Гранулометрия: содержание, %	Аморфное вещество	Гётит	Гематит	Лепидокрокит	Fe-монтмориллонит	Манганосидерит	Ангидрит	Сфалерит	Халькопирит	Пирит	Тодорокит	Обломочный материал	Прочие
540	81,4	> 62	14,3												××××	
		2—62	83,7	××	××											
		< 2	2,0	××××												
560	86,0	> 62	9,4												××××	
		2—62	85,8	××	××											
		< 2	4,8	××××												
600	85,2	> 62	10,6												××××	
		2—62	82,7	×				×							××	
		< 2	6,7					××××			сл.					
640	92,0	> 62	4,9												××××	
		2—62	88,9	××××												
		< 2	6,2	××	×			×								
700	91,7	> 62	1,0						××××							
		2—62	93,8	×××					×							
		< 2	5,2	××××					сл.							
740	77,8	> 62	8,5												××××	
		2—62	90,2	××				××								
		< 2	1,3	××				××								
795	89,2	> 62	22,9						××××							
		2—62	70,9	××							×	сл.			×	
		< 2	6,2								×	×			××	



Фиг. 2. Распределение осадков различных фаций в схематизированном поперечном разрезе через геотермальный район Красного моря по линии $A - A'$ (см. фиг. 1).

Вертикальный масштаб рельефа морского дна больше горизонтального в 16 раз. Вертикальный масштаб колонок осадков больше горизонтального масштаба разреза в 870 раз. Мелкими цифрами у отдельных колонок указана глубина поверхности раздела разных фаций (в см).

1 — фация Fe-монтмориллонита, *2* — фация гётита и аморфных гидроокислов железа, *3* — сульфидная фация, *4* — ангидритовая фация, *5* — манганитовая фация, *6* — детритовая фация.

Таблица 2

Химический состав осадков рассолоносных впадин Красного моря

Пробы, взятые из колонок, сгруппированы так же, как в табл. 1. После номера колонки указана глубина залегания опробованного слоя от поверхности дна (в см). Результаты анализов приведены в вес. %.

Компоненты	95К-110	95К-150	95К-185	95К-395	118К-90	118К-160	118К-260	118К-320	119К-90	119К-151	119К-262	119К-355	161К-200	161К-200 фракция <2 мкм
SiO_2	19,0	$<2,0$	30,0	20,0	8,0	34,0	6,0	8,3	18,0	15,0	7,2	25,0	12,5	11,0
TiO_2	$<0,01$	$<0,01$	0,81	0,46	$<0,01$	0,96	0,01	0,17	0,05	0,23	0,02	0,48	0,03	0,04
Al_2O_3	7,8	0,2	10,2	7,6	0,94	9,4	$<0,2$	2,9	2,2	4,7	1,5	6,3	$<0,2$	$<0,2$
Fe_2O_3 (общ.)	38,0	85,0	8,3	6,7	61,0	6,5	78,0	41,0	38,0	8,3	57,0	4,5	63,0	62,0
(FeO)	(0,84)	(0,45)	(2,26)	(0,62)	(0,42)	(1,46)	(0,30)	(0,58)	(3,72)	(3,59)	(2,82)	(1,04)	(3,57)	
Mn_3O_4	0,40	0,40	0,94	0,59	0,15	0,28	0,47	0,33	0,74	0,31	0,43	0,39	0,32	0,30
MgO	3,0	0,36	4,0	4,0	1,3	3,9	0,9	1,7	2,1	3,0	1,1	4,4	0,56	0,40
CaO	10,1	1,9	20,5	28,4	8,7	20,1	1,9	15,7	8,7	37,6	6,2	25,5	1,6	3,0
SrO	0,04	$<0,01$	0,10	0,13	0,02	0,11	$<0,01$	0,05	0,03	0,12	$<0,01$	0,10	$<0,01$	$<0,01$
BaO	$<0,03$	$<0,03$	$<0,03$	$<0,03$	$<0,03$	$<0,03$	$<0,03$	$<0,03$	$<0,03$	$<0,03$	$<0,03$	$<0,03$	$<0,03$	$<0,03$
Na_2O	0,79	$<0,1$	1,3	0,92	0,3	1,5	$<0,1$	0,5	3,8	2,5	3,2	2,4	$<0,1$	$<0,1$
K_2O	0,56	0,08	0,93	0,62	0,14	0,68	0,11	0,35	0,40	0,69	0,18	0,74	0,13	0,76
ZnO	0,16	0,21	0,04	0,09	0,13	0,10	0,19	0,13	0,36	0,17	0,14	0,09	2,25	0,9
CuO	0,10	$<0,01$	$<0,01$	$<0,01$	0,09	$<0,01$	0,01	0,02	0,03	0,02	0,17	0,02	0,60	0,69
PbO	0,03	0,08	$<0,02$	$<0,02$	0,07	$<0,02$	0,07	0,02	0,04	$<0,02$	0,04	$<0,02$	0,10	0,11
P_2O_5	$<0,4$	$<0,4$	$<0,4$	$<0,4$	$<0,4$	$<0,4$	$<0,4$	$<0,4$	$<0,4$	$<0,4$	$<0,4$	$<0,4$	$<0,4$	0,9
П. п. п.	19,1	13,4	23,6	29,3	18,4	21,6	15,2	21,8	24,5	27,6	24,2	28,6	18,6	
Сумма	99,0	101,0	101,0	99,0	99,0	99,0	103,0	101,0	99,0	100,0	101,0	99,0	100,0	
CO_2	11,9	1,98	20,5	26,69	8,29	20,09	2,49	14,23	9,13	32,89	6,01	24,86	1,83	2,79
S	0,10	0,06	0,21	0,11	0,15	0,60	0,07	0,09	0,18	2,98	0,34	0,14	0,50	0,56
Ag	$<0,001$	$<0,001$	$<0,001$	$<0,001$	$<0,001$	$<0,001$	$<0,001$	$<0,001$	$<0,001$	$<0,001$	$<0,001$	$<0,001$	0,0043	0,007

Компоненты	161К-221	161К-237	161К-280	161К-325	85К-85	85К-120	85К-160	85К-270	85К-320	85К-340	85К-380	120К-50	120К-100	120К-125
SiO_2	8,5	7,9	14,0	13,5	7,0	16,0	16,0	5,5	14,0	8,4	3,9	32,0	21,0	21,0
TiO_2	0,16	$<0,01$	0,07	0,05	$<0,01$	$<0,01$	0,08	$<0,01$	0,30	0,05	$<0,01$	0,17	0,09	0,14
Al_2O_3	2,1	$<0,2$	1,0	1,5	$<0,2$	1,0	1,7	$<0,2$	5,1	1,1	$<0,2$	1,2	1,5	3,4
Fe_2O_3 (общ.)	58,0	36,0	61,0	53,0	70,0	42,0	39,0	70,0	57,0	63,0	32,0	38,0	32,0	42,0
(FeO)	(0,25)	($<0,001$)	(0,87)	(3,42)	(0,15)	(14,0)	(24,07)	(0,46)	(0,71)	(6,44)	(19,1)	(8,18)	(24,1)	(10,18)

Mn_3O_4	5,55	26,0	1,39	2,4	0,70	2,1	0,87	0,63	0,76	1,95	2,5	1,23	5,58	5,40
MgO	1,5	1,5	1,1	0,95	0,51	2,4	2,2	0,3	2,8	0,86	1,0	1,6	1,3	1,3
CaO	3,9	3,1	2,4	5,0	2,35	6,6	7,2	1,0	2,2	8,5	1,8	6,1	4,0	2,3
SrO	0,03	0,04	0,02	0,05	0,02	0,4	0,36	0,01	0,08	<0,01	0,29	0,31	0,31	0,01
BaO	0,03	0,03	<0,03	0,04	0,03	0,11	0,09	0,03	<0,03	<0,03	0,12	0,04	0,07	0,03
Na_2O	3,8	2,5	2,9	2,7	1,9	1,6	1,1	2,0	0,9	1,0	<0,1	1,6	2,0	2,1
K_2O	0,14	0,16	0,10	0,19	0,10	0,17	0,14	0,08	0,08	0,16	0,10	0,35	0,46	0,60
ZnO	0,67	1,74	1,66	2,22	0,70	4,2	8,67	0,15	0,64	0,72	13,27	1,66	3,88	0,42
CuO	0,38	0,12	0,55	0,71	0,67	3,1	2,4	0,05	0,05	0,07	8,8	0,64	0,76	0,04
PbO	0,07	0,13	0,09	0,08	0,15	0,33	0,47	0,15	0,04	0,10	0,16	0,08	0,20	0,05
P_2O_5	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	0,5	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
П. п. п.	19,4	20,2	13,3	16,4	14,8	18,8	19,1	22,9	16,5	15,3	24,6	13,0	25,8	20,3
Сумма	102,0	101,0	100,0	99,0	99,0	99,0	99,0	103,0	100,0	101,0	98,0	98,0	99,0	99,0
CO_2	4,32	2,27	2,93	5,06	2,35	7,85	8,07	1,25	1,87	7,59		7,22		14,26
S	0,27	<0,02	0,28	0,62	0,15	3,06	5,55	0,11	0,25	0,11	19,50			0,14
Ag	<0,001	<0,001	0,0049	0,005	0,0031	0,024	0,024	<0,001	<0,001	<0,001	0,02	0,0048	0,0054	<0,001

Компоненты	120К-167	120К-282	120К-396	84К-120	84К-190	84К-260	84К-260 фракция 2 мкм	84К-328	84К-350	127Р-80	127Р-237	127Р-427	127Р-514	127Р-610
SiO_2	24,0	32,0	24,0	26,0	18,0	28,0	27,0	14,0	5,0	25,0	22,0	29,0	28,0	26,0
TiO_2	0,14	0,03	<0,01	0,09	<0,01	<0,01	0,13	0,09	<0,01	0,09	0,04	0,11	0,40	<0,01
Al_2O_3	3,3	<0,2	<0,2	1,4	2,1	2,1	2,2	2,3	<0,2	1,2	1,0	1,5	6,7	2,7
Fe_2O_3 (общ.)	39,0	46,0	31,0	43,0	29,0	46,0	47,0	60,0	85,0	45,0	28,0	27,0	34,00	17,00
(FeO)	(14,52)	(8,07)	(1,51)	(7,0)	(20,2)	(12,8)	(10,8)	(10,16)	(3,75)	(7,34)	(8,24)	(14,6)	(22,7)	(8,4)
Mn_3O_4	5,74	2,13	0,10	0,15	2,26	0,57	0,1	0,63	0,3	1,07	0,57	0,43	2,77	0,56
MgO	1,4	1,2	0,55	1,3	3,4	1,0	0,63	0,87	0,5	0,75	1,0	0,21	1,9	0,4
CaO	2,3	2,1	1,8	2,6	4,2	2,8	1,8	7,2	1,4	3,2	6,9	5,1	3,3	1,2
SrO	0,01	0,02	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,02	0,05	0,01	0,01
BaO	0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,03	<0,03	<0,03	0,03	<0,03	0,03	0,06	0,03	0,03
Na_2O	2,9	2,1	4,0	0,8	3,2	1,8	1,9	1,7	1,7	2,8	4,8	4,0	1,0	2,9
K_2O	1,1	0,73	0,73	0,17	0,16	0,17	0,14	0,18	0,10	0,40	0,67	0,51	0,21	0,51
ZnO	0,37	0,09	0,02	2,56	16,2	1,12	1,61	0,17	0,08	6,73	2,54	6,59	0,48	21,0

Продолжение табл. 2

Компоненты	120К-167	120К-282	120К-396	84К-120	84К-190	84К-260	84К-260 фракция 2 мкм	84К-328	84К-350	127Р-80	127Р-237	127Р-427	127Р-514	127Р-610
CuO	0,04	0,42	0,06	0,88	1,29	1,35	1,30	0,45	0,45	0,82	0,33	1,5	0,36	3,7
PbO	0,05	0,08	<0,03	0,17	0,21	0,18	0,14	0,06	0,07	0,14	0,04	0,21	0,06	0,27
P_2O_5	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
П. п. п.	20,7	15,0	34,4	19,4	22,6	13,4	14,8	12,8	5,0	14,3	31,6	21,0	21,7	25,6
Сумма	101,0	102,0	97,0	99,0	102,0	99,0	99,0	100,0	99,0	102,0	100,0	97,0	101,0	102,0
CO_2	18,63	8,58	2,57	2,64	8,91	3,78	3,47	2,38	1,69	5,72	6,27	4,77	21,5	5,39
S	0,19		0,08	5,8	11,78	6,33		3,74	0,58	2,02		13,1		18,2
Ag	<0,001	0,0022	<0,001	0,007	0,02	0,006	0,006	<0,001	<0,001	0,007	0,0016	0,010	0,0031	0,016

Компоненты	127Р-710	127Р-762	128Р-162	128Р-200	128Р-226	128Р-280	128Р-320	128Р-357	128Р-376	128Р-420	128Р-470	128Р-510	128Р-79
SiO_2	40,0	22,0	28,0	28,0	25,0	26,0	20,0	14,0	31,0	14,0	9,0	7,1	17,0
TiO_2	0,06	0,23	0,11	0,11	0,15	<0,01	0,07	<0,01	0,08	0,05	0,05	0,10	0,09
Al_2O_3	1,5	3,8	1,3	1,7	1,6	1,2	<0,2	<0,2	3,3	<0,2	1,7	1,3	2,3
Fe_2O_3 (общ.)	21,0	44,0	40,0	38,0	30,0	42,0	52,0	17,0	27,0	51,0	57,0	25,0	48,0
(FeO)	(11,6)	(1,06)	(6,02)	(7,43)	(10,68)	(8,4)	(19,6)	(3,74)	(4,98)	(6,74)	(1,94)	(0,70)	(12,08)
Mn_3O_4	0,83	1,55	0,89	0,70	0,95	0,91	0,91	2,5	0,44	0,81	1,23	45,0	0,66
MgO	0,39	1,2	1,6	1,2	1,2	0,8	1,5	0,65	1,4	0,63	0,72	1,6	0,25
CaO	1,7	7,0	7,8	7,8	8,2	5,15	7,0	4,15	10,4	5,4	7,4	2,7	1,6
SrO	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	<0,01	0,03
BaO	0,04	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	<0,03	0,03	<0,03	0,05	0,04
Na_2O	1,7	2,0	3,5	3,5	4,4	3,4	0,7	6,1	3,0	3,5	2,3	3,3	3,0
K_2O	0,20	0,83	0,64	0,52	0,90	1,01	0,45	1,2	0,81	0,42	0,33	0,35	0,84
ZnO	7,85	0,39	0,86	2,20	4,65	2,41	3,49	2,64	0,53	0,42	0,10	1,11	5,52
CuO	4,0	0,15	0,61	0,38	0,34	0,58	0,31	0,12	0,42	0,16	0,03	0,07	1,2
PbO	0,31	0,06	0,06	0,06	0,07	0,11	0,06	<0,03	0,07	0,06	0,05	0,07	0,07
P_2O_5	<0,4	<0,4	<0,4	0,4	<0,4	<0,4	0,5	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
П. п. п.	19,5	16,9	16,4	16,4	22,2	15,5	14,0	50,6	20,4	22,2	18,2	14,0	20,8
Сумма	99,0	100,0	102,0	101,0	100,0	99,0	101,0	99,0	99,0	99,0	98,0	102,0	101,0
Co_2	6,86	6,78	8,91	7,48	7,77	4,95		4,14	9,75	5,06	6,64	2,20	14,04
S	16,3	0,75	0,50	1,10	2,50	1,79		1,63	1,34	1,59		1,14	6,79
Ag	0,017	<0,001	0,0027	0,0027	0,0023	0,0058	0,0012	<0,001	0,0018	<0,001	<0,001	0,0013	0,0012

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗОВ И ОПИСАНИЕ ФАЦИЙ

По физическим свойствам и минеральному составу в изученных колонках осадков удалось выделить несколько устойчиво присутствующих фаций. Корреляция этих фаций в разрезе изученных осадков позднее была подкреплена определениями абсолютного возраста [24]. Распространение этих фаций отображено на поперечном разрезе (фиг. 2) рассолоносных впадин, а средний их химический состав приведен в табл. 3. Четкая слоистость, сортировка в распределении обломочного материала и ясно выраженная единообразная возрастная последовательность в разрезе отдельных фаций позволяют не сомневаться в том, что отложения рассолоносных впадин возникли в результате осаждения твердых частиц из воды. Как это будет показано ниже, различные минералы, видимо, формировались в водной толще на разных уровнях и при осаждении их на одну поверхность дна возникали в той или иной мере смешанные фации. Таким образом, при обсуждении фаций необходимо прибегать к значительной схематизации. Тем не менее каждая фация отражает преобладание какого-либо одного типа процесса седиментации.

Обломочная фация. В пределах всего рассматриваемого геотермического района в виде обособленных пластов и в качестве примеси к другим фациям присутствует коричневатый пелагический материал. По своему характеру этот материал аналогичен нормальным глубоководным осадкам других участков Красного моря [12] и состоит преимущественно из арагонитовых раковин птеропод, кальцитовых панцирей фораминифер, кокколитов, обломков кварца, полевого шпата и глинистых минералов. В виде обособленных пластов обломочный материал встречается лишь в колонках 95К и 118К, тогда как в остальных колонках он присутствует в качестве примеси к другим фациям. В осадках впадины Атлантис II количество обломочного материала редко превышает 5%, тогда как во впадине Дискавери (колонка 119К) его количество составляет приблизительно 50%.

В двух образцах, отобранных из участка, разделяющего впадины (161К — 221 и 161К — 231, табл. 1), присутствуют идиоморфные кристаллы (около 70 мкм) доломита, имеющие, судя по ассоциации, в какой они находятся, оболомочное происхождение. В осадках впадины Атлантис II доломит не встречался.

Таблица 3

Средний химический состав осадков разных фаций (по выборке из 43 типичных анализов табл. 2)

Компоненты	Фации				
	обломочная	Fe-монтмориллонитовая	гётитовая и аморфных гидроокислов Fe	сульфидная	манганитовая [1]
SiO_2	27,3	24,4	8,7	24,7	7,5
Al_2O_3	8,4	1,7	1,1	1,5	0,7
$Fe_2O_{3(общ)}$	6,5	37,1	64,2	24,3	30,5
FeO	1,4	11,7	2,7	13,4	0,4
Mn_3O_4	0,6	2,1	1,1	1,1	35,5
CaO	23,6	4,8	3,4	2,5	2,9
ZnO	0,08	3,2	0,7	12,2	1,4
CuO	$<0,01$	0,8	0,3	4,5	0,1
CO_2	23,1	8,6	3,6	5,7	2,2
S	0,3	3,9	0,6	16,8	0,6

[1] По двум анализам.

Химический состав этой фации характеризуется преобладанием CaO, SiO_2, Al_2O_3, MgO и CO_2, местами появляются незначительные количества Fe_2O_3 (см. табл. 3).

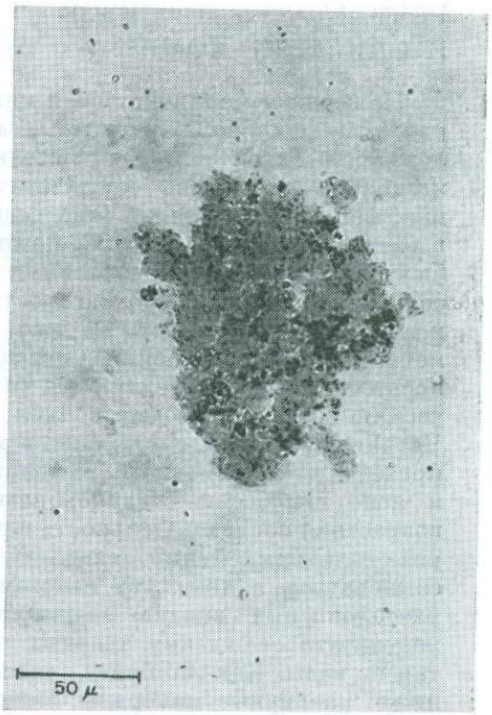
Фация железистого монтмориллонита. В пределах всей впадины Атлантис II разрез толщи осадков венчается темно-бурыми, тонкослоистыми монтмориллонитовыми илами мощностью от 4 до 6 м. За пределами этой впадины монтмориллонитовые илы мощностью около 70 см встречены лишь в верхней части колонки 119К из впадины Дискавери. Расхождение в величинах мощности этих илов в колонках, отобранных двумя типами пробоотборников, вероятно,

обусловлено переуглублением снарядов типа Кастен. В случае справедливости этого предположения схема корреляции отдельных колонок (фиг. 2) должна значительно упроститься. Нельзя категорически утверждать, что железистые монтмориллонитовые илы отсутствуют на участке, разделяющем впадины, поскольку здесь колонки осадков отбирались лишь снарядом типа Кастен (85К и 161К).

Фация железистого монтмориллонита представлена наиболее молодыми, вероятно, отлагающимися и в настоящее время из рассолов илами. Для этих илов характерно очень высокое влагосодержание. В их состав входит от 90 до 96% интерстиционного рассола, в различных количественных соотношениях монтмориллонит и аморфное вещество. В монтмориллонит входит закисное и окисное железо, занимающие октаэдрические положения в решетке минерала. Можно полагать, что глинистый минерал в этих осадках представляет собой промежуточный член серии между диоктаэдрическим нонтронитом и пока еще не описанным Fe^{3+}-монтмориллонитоидом. В настоящее время этот минерал подвергается детальному рентгеновскому, химическому и мессбауэровскому исследованию. Ранее присутствие монтмориллонита во впадине Атлантис II отмечалось Миллером и соавторами [29].

В качестве подчиненной примеси в илах рассматриваемой фации присутствует сфалерит, содержание которого достигает нескольких процентов (фиг. 3). Вероятно, большая часть ZnO и S в монтмориллонитовом иле связана со сфалеритом (ZnO/S в сфалерите равно 2,5). Другие подчиненные примеси представлены гётитом и манганосидеритом.

В составе типичных образцов илов этой фации (табл. 3) доминирующие компоненты — FeO, Fe_2O_3 и SiO_2. Относительно высокое содержание Na_2O (1—5%) в значительной мере обусловлено неполным удалением интерстиционного рассола, а также присутствием адсорбированного Na, занимающего межслоевые положения в решетке монтмориллонита.

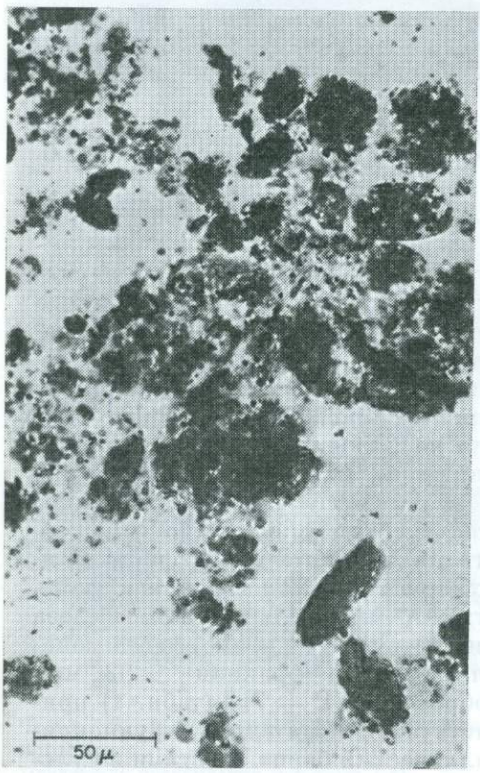


Фиг. 3. Микрофотография препарата из Fe-монтмориллонитовых илов.

Фация гётита и аморфных гидроокислов железа. Илы фации железистого монтмориллонита во впадине Атлантис II подстилаются пластами оранжево-желтых осадков фаций гётита и аморфных гидроокислов железа. Переходная зона между илами двух типов довольно узкая, мощность ее составляет около 20 см. Рассматриваемая фация распространена по площади шире монтмориллонитовых илов (фиг. 2). Осадок близкого типа в виде слоя мощностью около 1 см встречен в колонке 153Р, отобранной приблизительно в 100 милях южнее впадины Атлантис II. Нельзя сказать с определенностью, связан ли этот осадок с рассолами впадины Атлантис II или поступил из другого, пока еще не открытого скопления термальных рассолов.

Мощность илов фации гётита и аморфных гидроокислов железа во

впадине Атлантис II составляет около 1 м. Несколько большая их мощность в колонке 121Р обусловлена оползневым сбросом, хорошо различимым макроскопически. Мощность отложений этой фации явно возрастает по направлению к участку, разделяющему впадины Атлантис II и Дискавери, где она достигает приблизительно 4 м (колонка 161К). Осадки впадины Дискавери, за исключением верхнего пласта железистого монтмориллонита мощностью 70 см, представлены практически исключительно отложениями фации гётита и аморфных окислов железа, но со значительной примесью обломочного материала. В колонке 118К, отобранной южнее рассолоносных впадин, присутствует несколько пластов с гётитом и аморфными окислами железа. Однако здесь этот материал сильнее раскристаллизован, чем во впадине Атлантис II, а радиометрические определения [24] свидетельствуют о значительно более древнем возрасте этих железистых осадков. Примерно такая же степень кристалличности характерна и для осадков, залегающих на возвышенности внутри впадины Атлантис II. В них также присутствует повышенное количество обломочного материала.



Ф и г. 4. Микрофотография материала фации гётита и аморфных гидроокислов железа.
Показатель преломления жидкости 1,55.

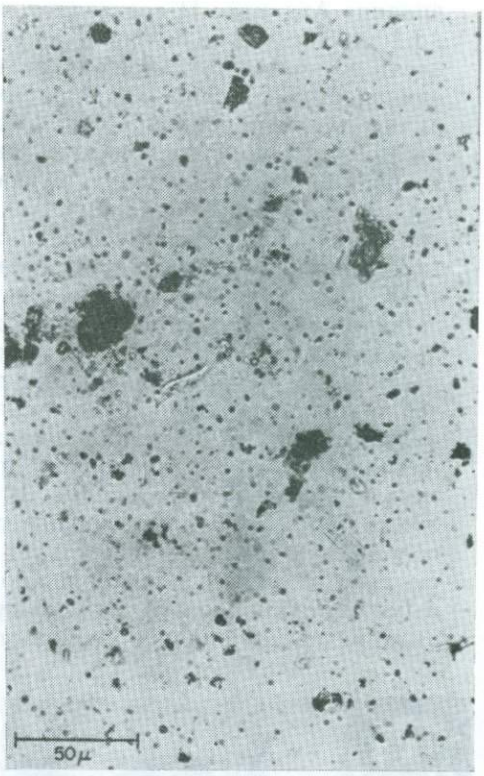
Содержание интерстиционных рассолов в осадках этой фации меньше, чем в монтмориллонитовых илах и в среднем составляет около 80%. В состав твердого вещества входят в различных количественных соотношениях плохо окристаллизованный гётит и аморфный лимонит, а также незначительные примеси других минералов. Под микроскопом видно, что осадки этой фации состоят из округлых телец (сферул) диаметром 1—30 мкм (фиг. 4). При этом у существенно гётитовых образцов обнаруживается слабое двупреломление. Показатели преломления железистых минералов колеблются от 1,55 до 2,0 и несколько выше, что свидетельствует об очень широких пределах содержания в них воды. В колонках 95К, 118К и 119К с гётитом ассоциируют пирит, пирротин и грейгит.

В образцах 118К — 320, 119К — 270 и 127Р — 762 (табл. 1) присутствует хорошо раскристаллизованный лепидокрокит. Этот минерал, видимо, можно использовать для корреляции разреза осадков в пределах всего района рассолоносных впадин. Агрегат лепидокрокита микроскопически неотличим от гётитовых осадков, в связи с чем этот минерал, возможно, был пропущен при предварительном осмотре и отборе образцов.

В колонке 84К, отобранной в наиболее глубокой части впадины Атлантис II, твердое вещество фации железистых осадков представлено хорошо раскристаллизованным гематитом, причем обнаруживаются явные переходы к обычным гидроокисным фазам. Это позволяет полагать, что в наиболее глубокой части

впадины Атлантис II существовали относительно высокие температуры. Вероятно, здесь располагались каналы, по которым поступали термальные минерализованные воды. В типичном анализе осадков этой толщи (табл. 3) явно преобладают Fe_2O_3 и SiO_2. Содержание кремнезема здесь несколько ниже, чем в монтмориллонитовых илах. Этот компонент, очевидно, присутствует в самостоятельных аморфных фазах. В гораздо меньшем количестве по сравнению с монтмориллонитовыми илами присутствует также и FeO. Довольно высокое содержание CaO возрастает параллельно концентрации CO_2. Эти компоненты явно связаны с примесью обломочного материала.

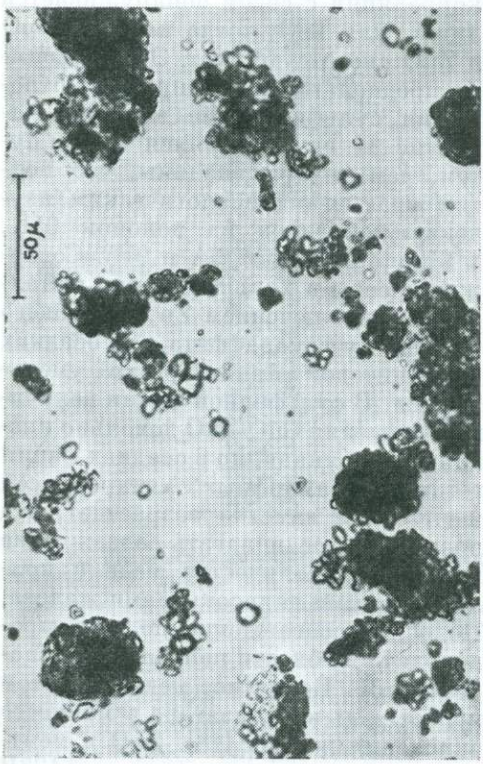
Сульфидная фация. Эта фация представляет собой наибольший интерес с точки зрения генезиса сингенетичных сульфидных руд. Осадки сульфидной фации представлены черным однородно окрашенным пластом, очевидно непрерывно распространенным во впадине Атлантис II. Это наиболее глубокий горизонт, вскрытый при опробовании донных осадков. Видимо, поэтому он присутствует только в четырех колонках 127P, 128P, 120K, 85K (табл. 1). Сульфидоносные осадки не встречены за пределами площади распространения рассолов впадины Атлантис II. Нижняя часть колонки 127P мощностью около 1 м представлена обломочным материалом. Возможно, эти отложения представляют собой подошву рудной залежи. Однако нет полной уверенности, что этот пласт не соответствует какому-либо перерыву в рудоотложении, как это имеет место для пропластков более верхних частей колонок 126P и 128P. В остальных трех колонках сульфидные отложения вскрыты лишь в самой верхней части в интервале около 20 см, в связи с чем наши данные не позволяют достоверно судить о выдержанности и полной мощности сульфидных осадков. Отсутствие этих осадков в колонке 126P может свидетельствовать о том, что они распространены не повсеместно. Однако нельзя исключать возможность того, что в данном случае снаряд не достиг верхней границы этого пласта. Среди сульфидных минералов преобладает сфалерит с подчиненными количествами халькопирита и пирита (фиг. 5). Содержание FeO, судя по концентрации S, превышает количества, связываемые с Zn и Cu в сульфидах. Эти соотношения, а также отсутствие хорошо выраженного пика пирита на дифрактограммах (при $\theta = 32°$) позволяют полагать, что значительная часть железа присутствует в виде аморфного моносульфида. Во фракции > 62 мкм в образце 127P — 710 (табл. 1) присутствует относительно крупнокристаллический барит. Местами в сульфидных отложениях появляется ангидрит (120K — 420 и 84K — 235). Главные компоненты осадка в этой фации — ZnO, FeO, CuO, SiO_2 и S (табл. 3). Судя по присутствию пан-



Ф и г. 5. Микрофотография сульфидного материала, в котором преобладает сфалерит.
Показатель преломления жидкости 1,55.

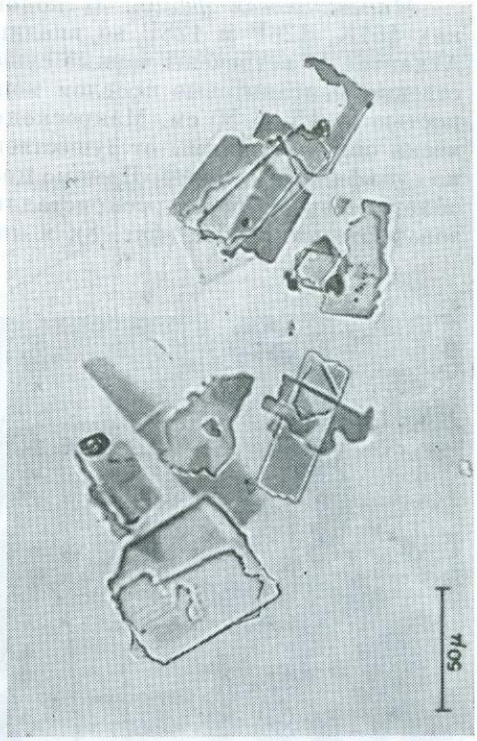
цирей радиолярий в сульфидных осадках колонок 127Р и 128Р, примесь кремнезема связана с этим органогенным материалом.

Манганосидеритовая фация. Во впадине Атлантис II (особенно в колонке 120К) в монтмориллонитовых илах и в осадках фации гётита и и аморфных гидроокисей железа встречаются коричневые, заметно литифицированные прослои манганосидерита мощностью от 1 мм до 2 см. Отдельные прослои, видимо, не распространяются на всю площадь впадины и слишком маломощны, чтобы их можно было показать на схеме корреляции осадков (фиг. 2). Основной минерал этих прослоев — яснокристаллический манганосидерит (фиг. 6), промежуточный член



Ф и г. 6. Микрофотография манганосидерита.
Показатель преломления жидкости 1,55.

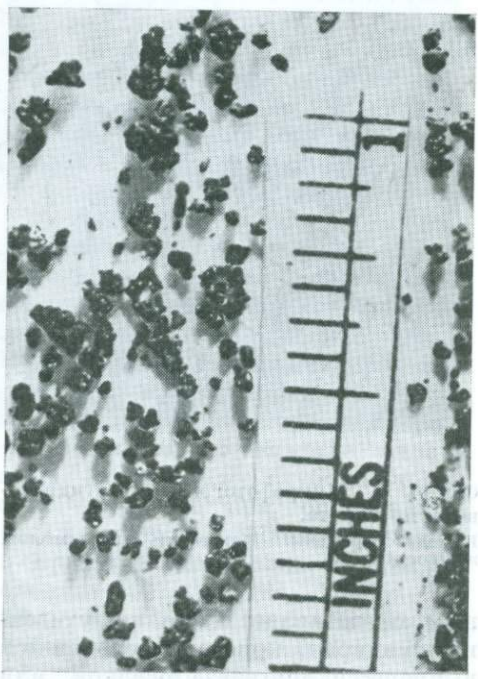
изоморфной серии сидерит — родохрозит. В незначительном количестве присутствует галит. Остается неясным, представляет ли галит аутигенный минерал, кристаллизовавшийся в процессе диагенеза осадков, или он выпал в осадок в процессе высушивания проб образцов. Ассоциация галита в изученном материале лишь с манганосидеритом позволяет склониться к первому предположению. Некоторые смещения главных пиков на дифрактограммах манганосидерита в разных образцах свидетельствуют о значительных вариациях величин отношений Fe/Mn в этом минерале. Миллер и соавторы [29] указывают, что в решетке манганосидерита присутствует также некоторое количество Ca.



Ф и г. 7. Микрофотография ангидритового препарата.
Николи скрещены. Показатель преломления жидкости 1,55.

Ангидритовая фация. В колонках 120К, 84К и 127Р (табл. 1 и фиг. 2) присутствуют прослои белого массивного ангидрита. В этих слоях присутствует практически лишь один хорошо раскристаллизованный ангидрит (фиг. 7).

Манганитовая фация. В колонках 161К, 126Р и 128Р во впадине Атлантис II встречены черные существенно манганитовые прослои мощностью от 15 до 50 см. Макроскопически они неотличимы от существенно сульфидных осадков. Помимо преобладающего хорошо раскристаллизованного манганита (фиг. 8), в них

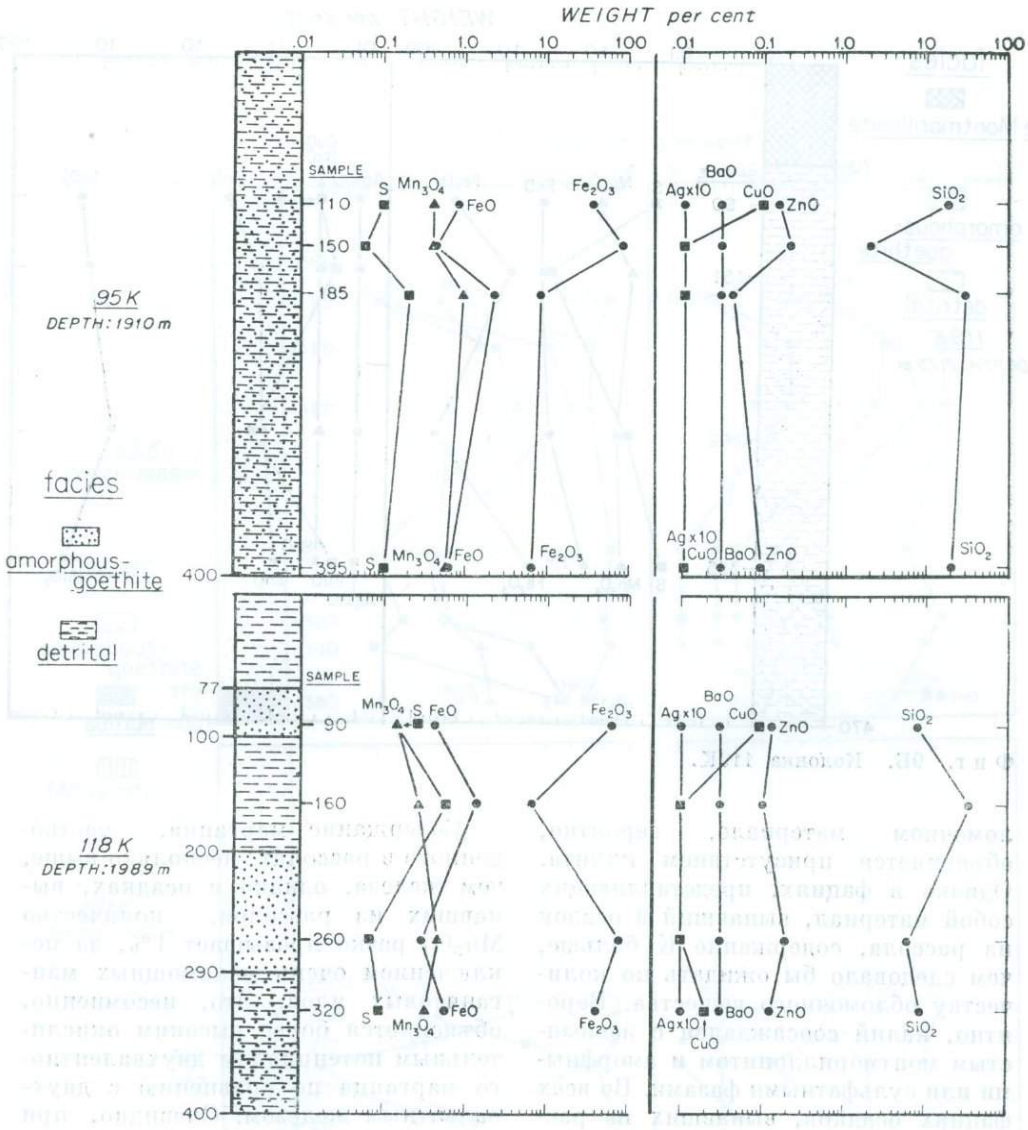


Фиг. 8. Микрофотография манганита в отраженном свете.

местами появляются тодорокит (Mn, Mg, Ca, Ba, K, Na)$_2$Mn$_5$O$_{12}$·3H$_2$O (128Р — 500) и гроутит MnO (OH) (обр. 126Р — 670). В образце 161К—287 (табл. 1 и 2) в качестве характерного минерала этой фации выступает вудраффит (Zn, Mn)$_2$Mn$_5$O$_{12}$·4H$_2$O. Главные компоненты в химических анализах этой фации — Mn_3O_4 и Fe_2O_3 (128Р —510, 161К — 237 в табл. 2). Железо, вероятно, присутствует преимущественно в виде изоморфной примеси, замещающей Mn, а частично в аморфном лимоните. Характерно пониженное содержание закисного железа.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОВ

Химический состав осадков одной и той же фации даже в пределах одной колонки заметно варьирует. На фиг. 9А — 9Е приведены соотношения содержаний серы и ряда компонентов (SiO_2, Fe_2O_3, FeO, Mn_3O_4, ZnO, CuO, Ag, BaO) в колонках осадков. На этих графиках можно видеть прямую зависимость содержаний ZnO, CuO, Fe, Ag, BaO от содержания серы в различных фациях осадков впадины Атлантис II. Очевидно, все эти элементы (за исключением бария) присутствуют в осадках преимущественно в виде сульфидов. Барий, вероятно, присутствует в виде сульфата. За пределами впадины Атлантис II прямая корреляция с серой обнаруживается лишь для FeO, тогда как для CuO и ZnO она отсутствует. Это позволяет предполагать, что процесс отложения сульфидов вне впадины Атлантис II осуществлялся иным путем, чем внутри впадины, что подтверждается минералогическим изучением образцов из колонок 95К, 119К и 118К (фиг. 9А и 9Б). Содержание серы и халькофильных металлов, за исключением Zn, входящего в решетку вудраффита, в осадках манганитовой фации резко уменьшается. В сульфидной фации величина отношения CuO/ZnO довольно низкая и постоянная, но в осадках фации гётита и аморфных гидроокисей железа она заметно возрастает, что позволяет предполагать соосаждение некоторого количества меди с коллоидальными гидроокислами железа. Подобное соосаждение должно происходить в области нейтральных значений pH. Вероятно, медь при этом играет роль катализатора в процессе окисления железа [18]. ZnO в монтмориллонитовых илах (колонка 128Р фиг. 9Д) часто присутствует в избытке по сравнению с его количеством, эквивалентным концентрации серы. По устному сообщению Паркса, при микроанализе электронным зондом в препаратах монтмориллонитовых илов установлены небольшие участки

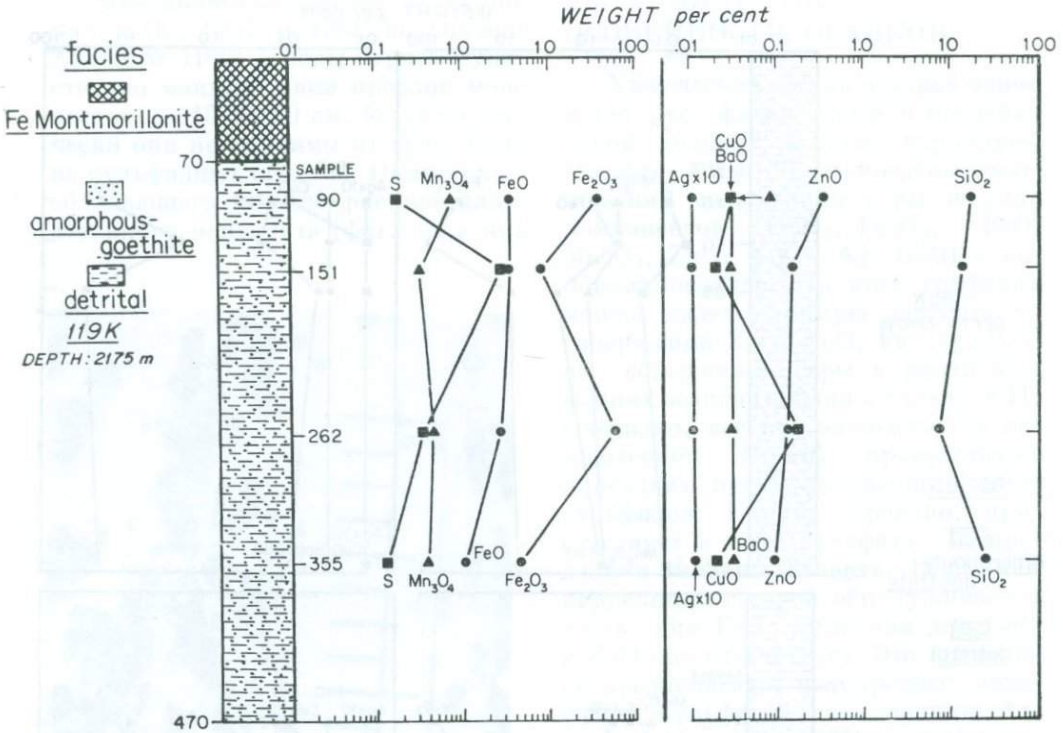


Ф и г. 9А. Распределение различных фаций и вариации химического состава в колонках осадков. Колонки 95К и 118К.

Цифры справа от колонок показывают глубину взятия образцов, слева — глубину поверхности раздела осадков различных фаций. Содержание компонентов дается в логарифмической шкале.

с повышенным содержанием цинка при отсутствии серы. Это позволяет предполагать, что избыточный цинк в данном случае не входит ни в решетку монтмориллонита, ни в решетку сульфиды.

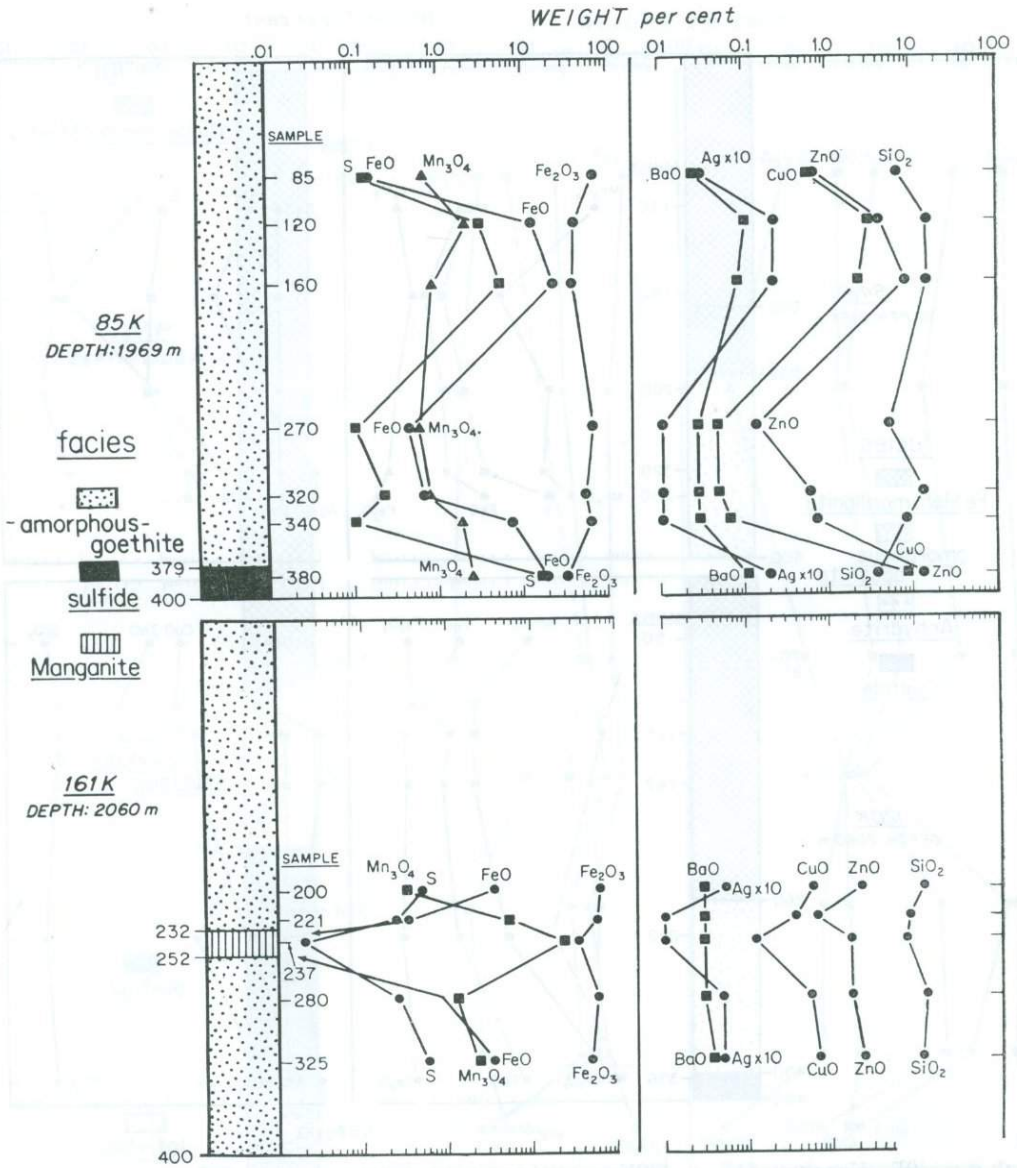
Для CaO, MgO, Al_2O_3 и TiO_2, как и следовало ожидать, обнаруживается четкая корреляция с обломочным материалом. Эти компоненты не использовались для построения графиков фиг. 9А — 9Е с тем, чтобы не усложнять их чрезмерно. Во всех фациях величина отношения Mg/Ca очень высокая (в среднем 1:5), что в основном отражает состав обломочной части осадков. Судя по минеральному составу, магний входит не только в доломит и магнезиальный кальцит, но и в хлорит, присутствующий в детритовом материале. Повышенное содержание калия в об-



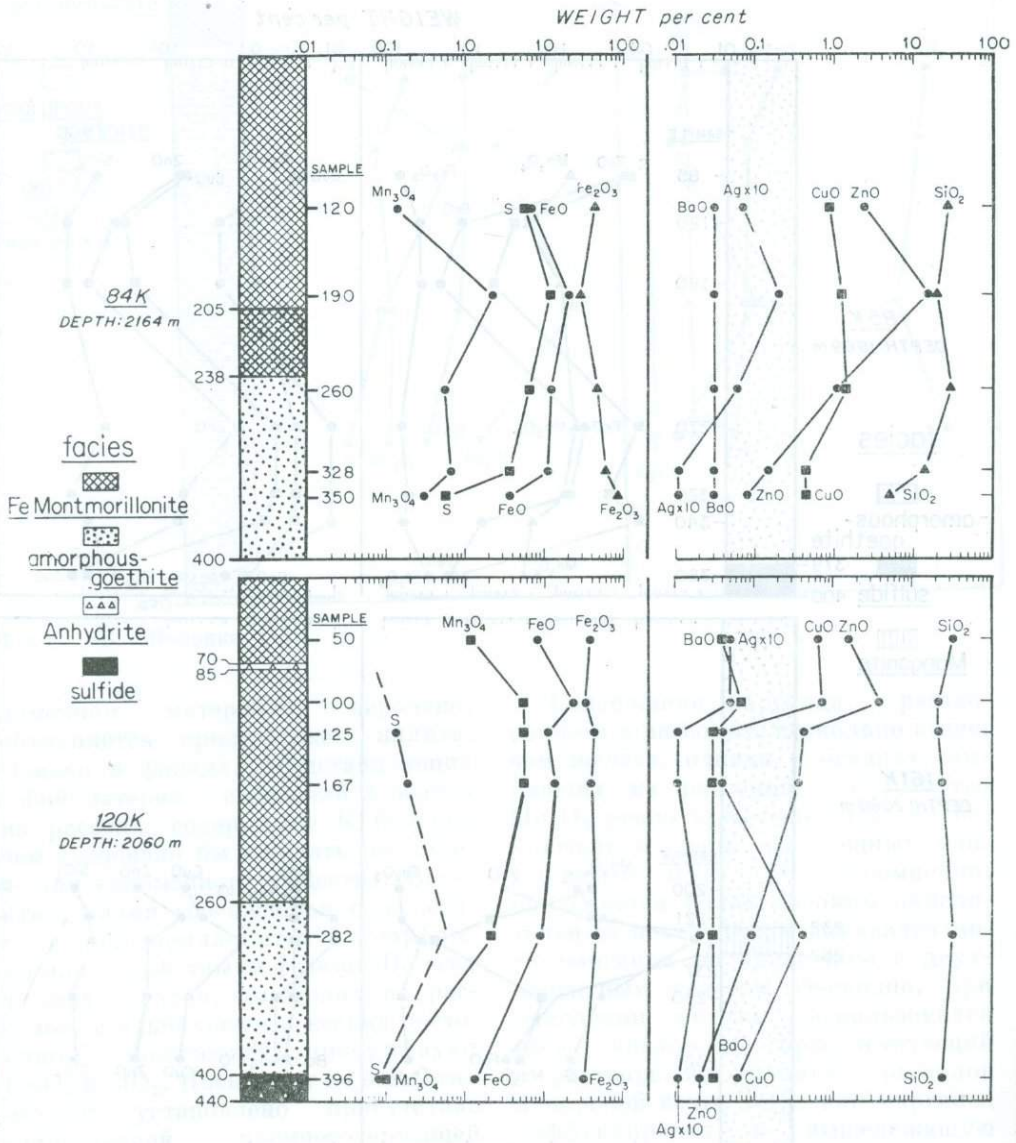
Ф и г. 9Б. Колонка 119К.

ломочном материале, вероятно, объясняется присутствием иллита. Однако в фациях, представляющих собой материал, выпавший в осадок из рассола, содержание К больше, чем следовало бы ожидать по количеству обломочного вещества. Вероятно, калий соосаждался с железистым монтмориллонитом и аморфными или сульфатными фазами. Во всех фациях осадков, выпавших из рассолов, в наибольшем и весьма постоянном количестве присутствуют Fe_2O_3 и SiO_2. Поскольку во всех этих осадках установлено присутствие единственной кремнесодержащей фазы — железистого монтмориллонита, то, очевидно, в других осадках, кроме монтмориллонитовых илов, кремнезем представлен в основном аморфной фазой. Гипергенные коллоидные гидроокислы железа, очевидно, играют роль катализаторов при полимеризации и осаждении SiO_2 [31], чем и объясняется обычная ассоциация больших количеств SiO_2 с лимонитом.

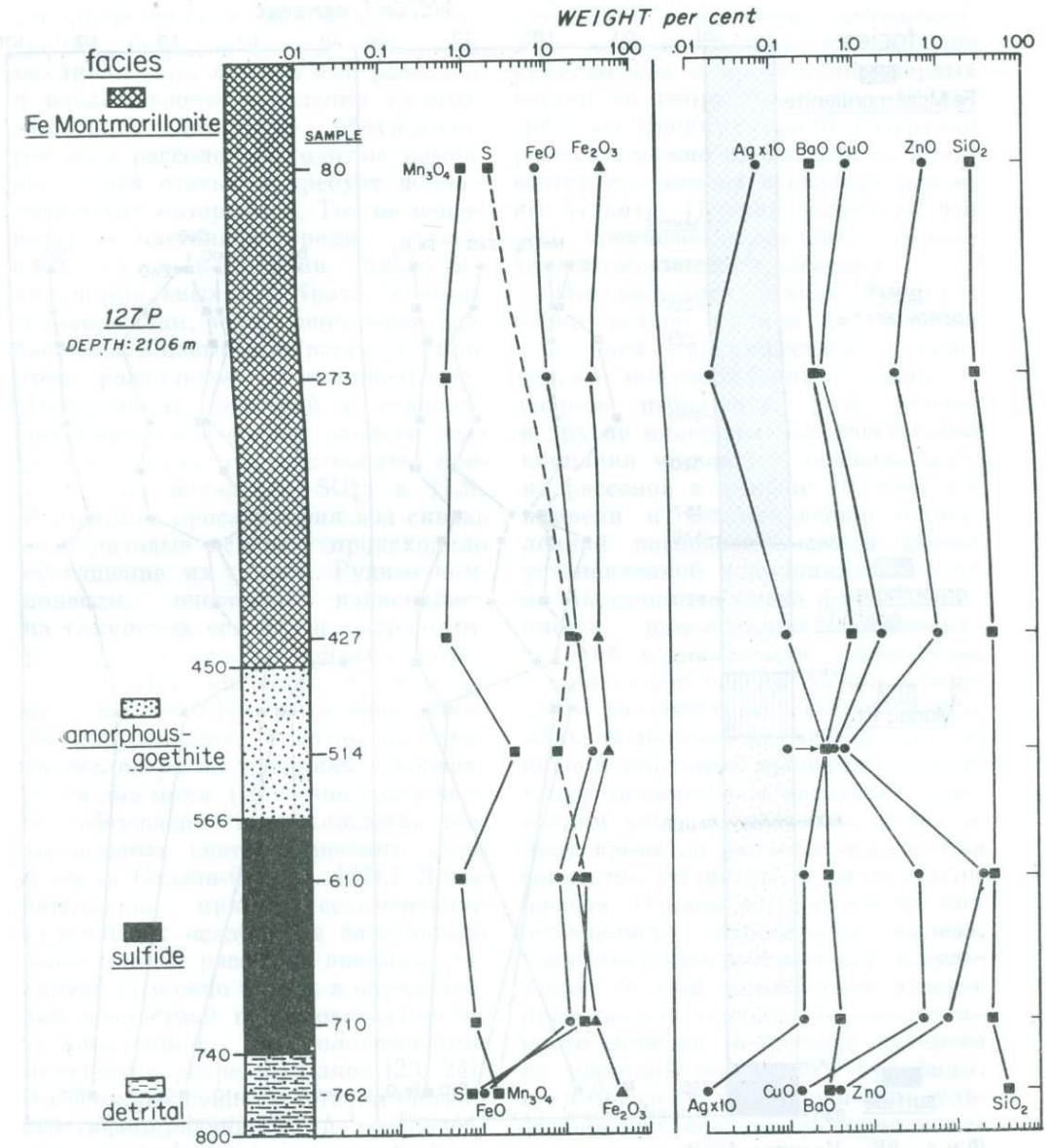
Содержание марганца, растворенного в рассолах, несколько выше, чем железа, однако в осадках, выпавших из рассолов, количество Mn_3O_4 резко превышает 1%, за исключением очень маломощных манганитовых илов. Это, несомненно, объясняется более высоким окислительным потенциалом двухвалентного марганца по сравнению с двухвалентным железом. Очевидно, при окислении железа использовался весь кислород, присутствующий в растворе на границе рассолов и морской воды, тогда как марганец диффундировал в вышележащую толщу воды. Такое предположение о поведении этих двух элементов подтверждается химическими анализами рассолов, которые в слое с температурой 56° С обогащены как железом, так и марганцем, а в слое с температурой 44 °С во впадинах Атлантис II и Дискавери в повышенных количествах присутствует только марганец, содержание железа понижается [8].



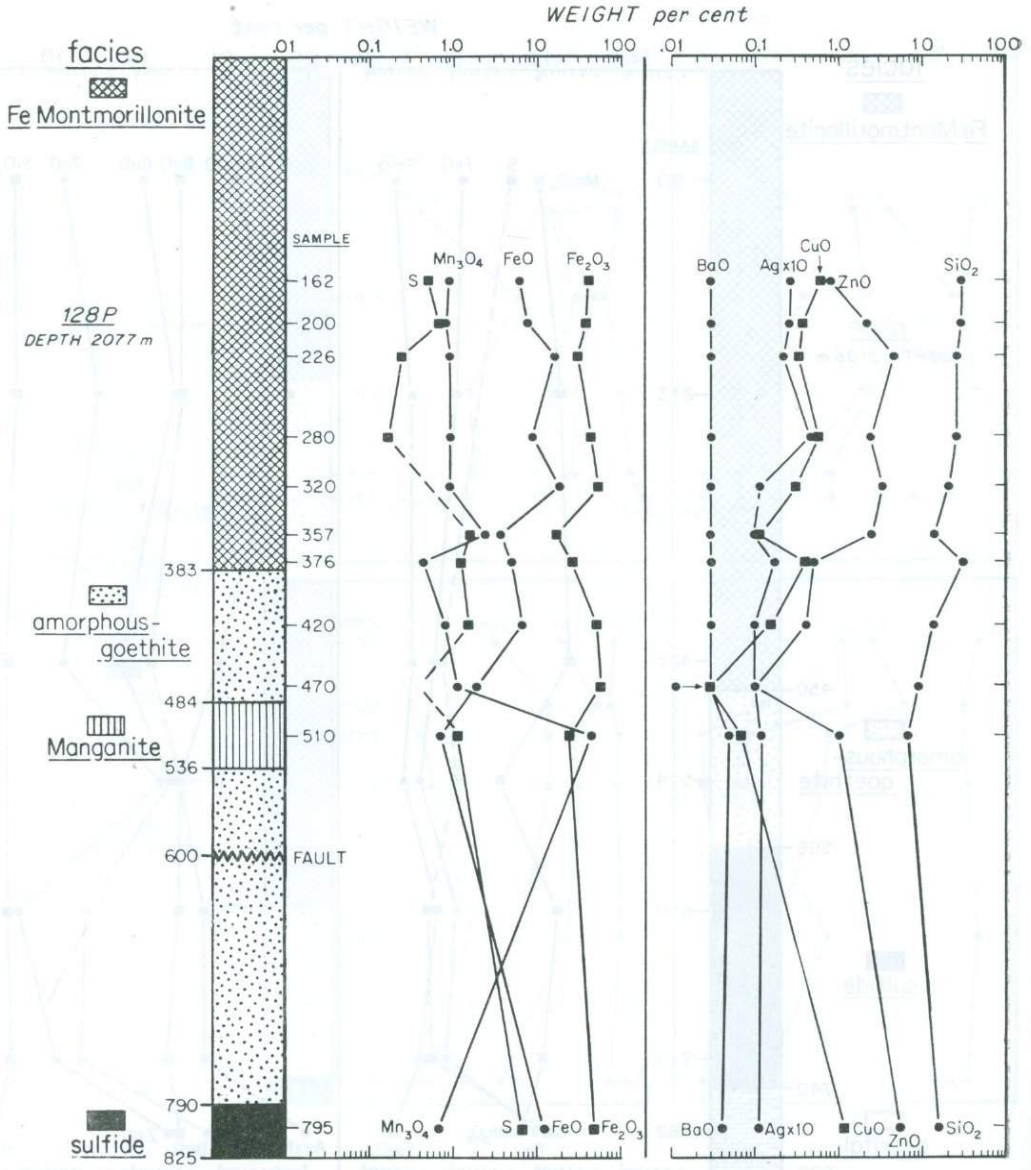
Ф и г. 9В. Колонки 85К и 161К.



Ф и г. 9Г. Колонки 84К и 120К.



Ф и г. 9Д. Колонка 127Р.



Ф и г. 9Е. Колонка 128Р.

ПРОЦЕССЫ СЕДИМЕНТАЦИИ

Общие положения. При рассмотрении генезиса рудных тел рассматриваемых впадин наибольший интерес представляют вопросы концентрации металлов и прежде всего механизм пересыщения ими рассолов и последующего осаждения рудных минералов. Детальное обсуждение генезиса рассолов выходит за рамки настоящей статьи и требует дополнительных материалов. Тем не менее автор в настоящее время отдает предпочтение концепции циркуляции нормальных вод Красного моря сквозь осадки, залегающие ниже дна бассейна, и насыщения растворов при этом различными компонентами. Деятельность бактерий в осадках, находящихся в стадии раннего диагенеза, могла способствовать превращению исходного SO_4^{2-} в H_2S. В процессе просачивания вод сквозь эвапоритовые осадки происходило обогащение их хлором. Рудные компоненты, очевидно, извлекались из глинистых осадков и транспортировались в виде хлоридных комплексов. При миграции в пределах рифтовой зоны Красного моря рассолы прогревались, а затем просачивались вверх по трещинам к поверхности дна моря. (Известно более полное обсуждение происхождения геотермальных систем Красного моря и озера Солтон-Си, см. [37].) Доказательства прямой седиментации рудоносных осадков из залегающей выше толщи рассолов впадины Атлантис II можно видеть в определенной возрастной последовательности, установленной радиологическими методами в разрезе осадков [23, 24]. Об этом же свидетельствуют четкая стратифицированность и гелеподобный характер этих отложений. Кроме того, вариации химического состава рассолов, распределение в них температур и самих отложений позволяют считать, что канал, через который происходила разгрузка рассолов, находился внутри впадины Атлантис II [7]. Судя по распространению в осадках гематита, этот канал, вероятно, находился близ станции 84 [5]. Таким образом, возникновение рудоносных осадков можно связать с медленным поступлением сквозь дно впадины Атлантис II горячих подземных рассолов, обогащенных хлоридами и рудными металлами. Уже внутри впадины из рассолов происходила седиментация твердых частиц со скоростью около 40 см/1000 лет. Оценку скорости разгрузки рассолов можно произвести по количеству кремнезема в осадках впадины Атлантис II, если допустить, что весь кремнезем в осадках этой впадины отложился из рассолов.

На последних этапах формирования толщи осадков из рассолов осаждался преимущественно железистый монтмориллонит, однако в разрезе небольшую роль играют и другие минералы. Количественные вариации минералов, осаждавшихся из рассолов в течение 10 тыс. лет, привели к возникновению определенной последовательности фаций, установленной в колонках. Вероятно, частично эта смена фаций объясняется изменениями физических условий, в особенности температуры, а также колебаниями уровня поверхности раздела слоя рассолов и нормальной морской воды. Однако в основном вариации процесса седиментации должны быть связаны с изменением химизма рассолов. В настоящее время из рассолов осаждаются совместно силикаты и гидроокислы железа. Однако в прошлом из них осаждались гидроокислы железа, железомарганцевый карбонат и сульфиды. Особый прикладной интерес представляет оценка продолжительности периода, в течение которого из рассолов осаждались сульфиды, а следовательно, и мощности сульфидоносных осадков, которая в настоящее время не выяснена [см. 6].

Какие же факторы обусловили изменение химизма рассолов? Происходили эти изменения циклически или в единой направленности? К сожалению, эти вопросы в настоящее время остаются открытыми.

Осаждение гётита и аморфных гидроокислов железа. Для отложения лимонита необходимо окисление

растворенного закисного железа с последующим выпадением в осадок его в виде гидроокиси. Подобный процесс, вероятно, проявляется в слое рассолов с температурой 44° С во впадине Атлантис II, о чем свидетельствует значительное обеднение этого слоя растворенным железом [8]. В пользу такого предположения говорит и появление железистого осадка в первоначально прозрачных и чистых пробах рассолов из слоя с температурой 56° С после их экспонирования на воздухе [29].

Этот процесс может осуществляться в соответствии со следующими частными реакциями:

$$Fe^{2+} + 3H_2O \rightleftharpoons Fe(OH)_3 + 3H^+ + e^-,$$

$$O_2 + 2H_2O + 4e^- \rightleftharpoons 4(OH)^-.$$

Эти две реакции в комбинации можно представить уравнением

$$2Fe^{2+} + {}^1/_2O_2 + 5H_2O \rightleftharpoons$$
$$\rightleftharpoons 2Fe(OH)_3 + 4H^+.$$

Кислород, необходимый для осуществления такой реакции, очевидно, диффундирует в слой рассолов с температурой 44° С из вышележащей толщи нормальной морской воды. Можно видеть, что при рассматриваемых реакциях высвобождаются ионы водорода. В связи с этим величина pH рассолов должна понижаться. По-видимому, фактически установленные в пробах рассолов из слоя с температурой 56° С очень небольшие значения pH были обусловлены их загрязнением атмосферным кислородом. Кремнезем, ассоциирующий в осадках с гидроокислами железа, вероятно, присутствовал после охлаждения илового рассола в пересыщенном состоянии и полимеризовался при возникновении гелей гидроокисей железа, действующих в качестве катализатора в этом процессе. Аномальное содержание CuO в осадках фации гётита и гидроокисей железа, вероятно, также обусловлено поверхностной адсорбцией этого компонента железистыми гелями.

Сразу же после осаждения коллоидные частицы железа должны были иметь очень небольшие размеры. Такие коллоидные образования должны быть сильно гидратированными и обладать повышенной способностью к миграции во всех направлениях [17]. Очевидно, с такого рода подвижностью связано широкое распространение фации гётита и аморфных гидроокислов железа за пределами впадины Атлантис II. Этот же процесс должен был приводить к повышению поверхности раздела рассолов и морской воды, что, однако, кажется сомнительным, поскольку осадки других фаций локализованы лишь в пределах современного ареала распространения рассолов.

После отложения железистых осадков в них должно было осуществляться превращение аморфных гидроокисей железа в гётит, что соответствует эволюции в направлении к состоянию термодинамической устойчивости:

$$Fe(OH)_{3\ (\text{лимонит})} = FeO(OH)_{(\text{гётит})} + H_2O.$$

Это превращение, вероятно, сопровождалось выжиманием адсорбированных меди и кремнезема. В относительно древних [24] железистых осадках колонок 25К и 118К содержание гётита больше, чем в аналогичных более молодых отложениях внутри впадины Атлантис II. Вместе с тем в этих более зрелых осадках установлено и заметно пониженное содержание CuO.

Превращение гётита в гематит осуществляется в соответствии с реакцией

$$FeO(OH)_{(\text{гётит})} = Fe_2O_{3\ (\text{гематит})} + H_2O.$$

Эта реакция, отражающая дальнейшую дегидратацию железистых илов, проявилась в осадках колонки 84К [5].

Причины появления лепидокрокита вместо гётита в нескольких образцах в настоящее время остаются неясными.

Осаждение железистого монтмориллонита. Несколько ограниченное распространение монтмориллони-

товых илов и повышенное содержание в них закисного железа позволяет предполагать, что осаждение монтмориллонита происходило из зоны с пониженным содержанием кислорода. Вероятно, монтмориллонит выпадал в осадок из рассолов на большей глубине по сравнению с гидроокислами железа. Кроме того, в осадках монтмориллонитовой фации присутствует также повышенное количество SiO_2. Вероятно, пересыщение рассолов кремнеземов и соответственно осаждение монтмориллонита происходили из рассолов с температурой ниже 44° С в результате окисления части железа. Монтмориллонитовые илы вследствие своего коллоидного характера частично мигрировали через седловину, разделяющую впадины Атлантис II и Дискавери.

Осаждение ангидрита. Растворимость сульфата кальция возрастает по мере уменьшения температуры. Отсюда следует, что при охлаждении рассолов недосыщенность их в отношении ангидрита должна была увеличиваться. Таким образом, осаждение ангидрита, вероятнее всего, происходило в результате взаимодействия SO_4^{2-}, поступавшего из морской воды, и Ca^{2+}, присутствовавшего в рассоле. Это подтверждается данными по изотопному составу серы в ангидрите, вполне идентичному с изотопным составом серы SO_4^{2-} нормальной воды Красного моря [14, 21]. Недавнее изучение полей устойчивости гипса и ангидрита [40, 13] показало, что ангидрит должен быть стабильной фазой в условиях температур и солености рассолов впадины Атлантис II. При равномерном восстановлении концентрации SO_4^{2-} в перекрывающей рассолы толще морской воды осаждение ангидрита должно было происходить непрерывно и в большем количестве по сравнению с фактически наблюдающимся в колонках осадков. Вероятно, содержание SO_4^{2-} в морской воде над слоем рассолов с температурой 44° С уменьшалось в результате деятельности анаэробных бактерий. С распределением взвешенного органического вещества в этой зоне связаны некоторые вариации плотности воды, причем в этом органическом веществе установлено присутствие сульфатредуцирующих бактерий [36, 35].

Осаждение манганосидерита. Прямое выпадение из рассола в осадок железомарганцевого карбоната затруднительно объяснить по тем же соображениям, что и осаждение ангидрита. Растворимость карбонатов также значительно возрастает по мере понижения температуры. Можно предположить, что манганосидерит образуется в результате замещения карбоната кальция обломочного материала в соответствии с реакцией

$$CaCO_3 + Me^{2+} = MeCO_3 + Ca^{2+},$$

где Me — двухвалентные железо и марганец рассолов. При равновесии

$$\frac{a\,Ca^{2+}}{a\,Me^{2+}} = K_r,$$

где K_r — константа равновесия приведенной выше реакции, которая вычисляется посредством деления произведения растворимости кальцита на ту же константу сидерита или родохрозита. При 25° С и давлении 1 атм K_r сидерита равна $10^{+2,35}$, а K родохрозита равна $10^{+1,73}$ (величины произведений растворимости заимствованы из работы [26]).

При быстром течении реакции замещение кальцита железомарганцевым карбонатом должно было происходить или до тех пор, пока отношение Ca^{2+}/Me^{2+} не достигало равновесной величины, или до полного исчезновения карбоната кальция. Активности Ca^{2+}, Fe^{2+} и Mn^{2+} в рассоле оценить невозможно, однако моляльные отношения этих компонентов в рассоле могут качественно свидетельствовать о состоянии рассола, близком к равновесию с обеими фазами. Такие отношения Ca^{2+}/Fe^{2+} и Ca^{2+}/Mn^{2+}, вычисленные по данным Миллера и др. [29], для рассолов с температурой 56° С соответственно равны $10^{+2,1}$ и $10^{+2,01}$. Эти цифры позволяют считать, что в настоящее время рассолы близки к состоянию такого равновесия.

Предполагается, что периоды поступления рассолов во впадины чередовались с периодами покоя. В начале периода истечения рассолы содержали много железа и марганца и, вероятно, имели относительно высокую температуру. В этот момент происходило быстрое замещение железомарганцевым карбонатом погружающегося известкового обломочного материала. В дальнейшем при уменьшении концентрации железа и марганца в рассолах опускающийся кальцитовый детрит не подвергался замещению. Однако в осадках пока не были найдены совместно обломки фораминифер и манганосидерит, и тем более не были обнаружены случаи замещения фораминифер манганосидеритом.

Возможно также, что манганосидерит непосредственно осаждался из рассолов при поступлении в них CO_2, выделяющегося при разложении органического вещества в результате жизнедеятельности бактерий в морских водах выше слоя с температурой 44° С.

Осаждение манганита. Появление в осадках рассолоносных впадин относительно крупнокристаллических марганцовоокисных минералов в настоящее время совершенно непонятно. Для выпадения их в осадок, несомненно, должно было осуществляться окисление двухвалентного марганца. Однако если этот процесс осуществлялся так же, как для закисного железа, то следовало бы ожидать выпадения в осадок очень плохо окристаллизованного материала. Морские марганцовистые конкреции обычно сложены необычайно тонкокристаллическим веществом; формирование их происходит в течение миллионов лет [4]. Однако Бриккер указывал, что яснокристаллические выделения окислов марганца могут возникать в результате окисления минералов, в которые марганец входит в состоянии низшей валентности, например родохрозита. Признаком резко окислительной обстановки при формировании осадков этой фации является чрезвычайно низкое содержание FeO (табл. 3). Таким образом, скопления окислов Mn среди осадков рассолоносных впадин Красного моря, возможно, представляют собой локальные продукты «выветривания» былых манганосидеритовых пластов. Подобное окисление могло осуществляться в особенно длительные периоды покоя между поступлениями отдельных крупных порций рассолов. В такие периоды вещество рассолов могло полностью расходоваться и осадки соприкасались с нормальной морской водой.

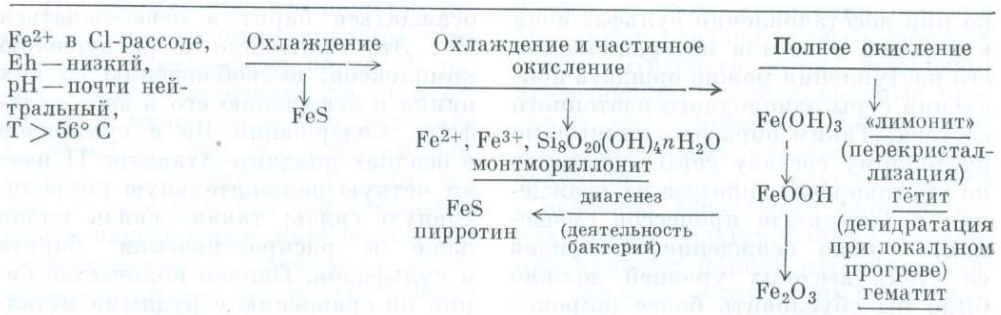
Осаждение сульфидов. Способ осаждения сульфидов, присутствующих в осадках рассолоносных впадин, представляет собой предмет непрерывных разногласий между исследователями. В настоящее время существует несколько конкурирующих гипотез, трактующих механизм седиментации сульфидов.

Все исследователи единодушны в мнении, что металлические ионы сульфидов заимствованы из рассолов [29], и главный пункт противоречий — источник серы. Содержание H_2S в рассолах слоя с температурой 56° С не определялось [7], хотя этот компонент, вероятно, в небольшом количестве присутствует здесь. Как в рассолах, так и в осадках впадины Атлантис II достоверно установлено отсутствие сульфатредуцирующих бактерий [36, 35]. Эти бактерии, однако, в изобилии появляются в морской воде непосредственно выше слоя рассолов с температурой 44° С во впадине Атлантис II. Для жизнедеятельности бактерии используют органическое вещество, образцы которого были отобраны и изучены [36]. Можно было бы предполагать, что в этом слое сера генерировалась в количествах, обеспечивших осаждение всей массы сульфидов. Каплан и др. [21] установили, что величина $\delta^{34}S$ в сульфидах осадков впадины Атлантис II колеблется в очень узких пределах и в среднем составляет около $+6{,}0\ ‰$. Обычно при восстановлении сульфата в иловых водах морских осадков величина $\delta^{34}S$ у выпадающих при этом в осадок сульфидов варьирует в широких пределах [20]. Одна-

ко при восстановлении сульфат-иона в морской воде при неограниченном его поступлении можно ожидать появления серы однородного изотопного состава. Таким образом, данные по изотопному составу серы сульфидов не противоречат гипотезе их осаждения в результате процессов смешения. Однако осаждение сульфидов со столь высоких уровней должно было бы обусловить более широкое распространение их в осадках, чем это наблюдается в действительности, а также большее количество среди них сульфидов железа. С другой стороны, возможно, что осаждение сульфидов происходило в результате смешения двух рассолов, из которых один был обогащен H_2S, а другой — ионами металлов. Такой механизм предполагался для седиментации сфалерита из челекенских геотермальных рассолов [28]. В резервуары поступали и смешивались рассолы из нескольких скважин, слегка отличающиеся по своему химическому составу. Различия химического состава рассолов полуострова Челекен, видимо, обусловлены поступлением их с разных глубин, но в целом они необычайно сходны с рассолами Красного моря, особенно по своей температуре, общей солености и величине отношения Ca/Mg. Таким образом, возможно, и во впадине Атлантис II сульфиды выпадали в осадок на фронте смешения поступающих из одного подземного источника рассолов, обогащенных или металлами, или серой. Подобный процесс предположен для осаждения руд месторождения Лайн-Пойнт в Канаде [3]. Эта концепция, однако, непригодна для объяснения седиментации сфалерита в настоящее время в фации монтмориллонитовых илов.

Высказывалось также предположение об осаждении сфалерита в результате специфических окислительных процессов [2]. Эта концепция основана на частой встречаемости ассоциации сфалерита и барита. В том случае, если цинк присутствует в растворенном состоянии в виде комплексов с HS^-, то при частичном окислении сульфидного иона должен осаждаться барит и освобождаться H^+. Это приводило к разрушению комплексов, высвобождению из них цинка и осаждению его в виде сульфида. Содержания Ba и сульфидов в осадках впадины Атлантис II имеют четкую положительную коррелятивную связь; такая связь видна даже в распространении барита и сульфидов. Однако количество бария по сравнению с рудными металлами весьма незначительно. Кроме того, в том случае, если перенос рудных металлов осуществлялся в виде комплексов с HS^-, то в рассолах с температурой 56° С определенно должны были присутствовать значительные количества H_2S. Возможно, рассмотренный процесс и проявляется в природе, но для геотермальной системы Красного моря он представляется неприемлемым.

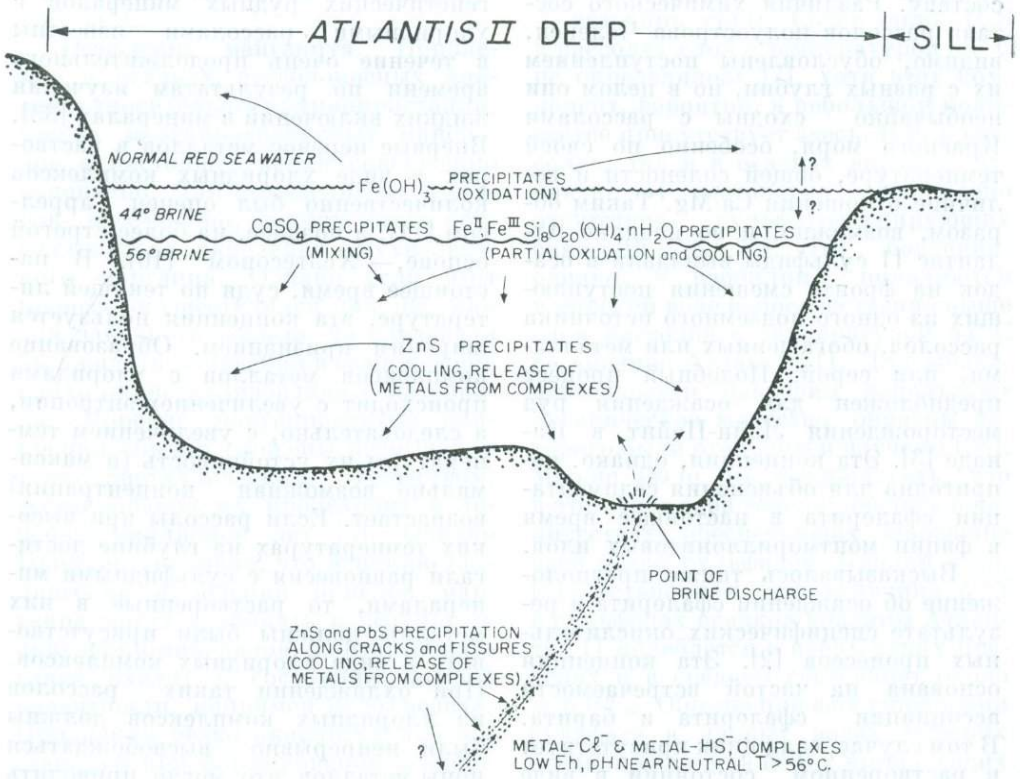
Наиболее вероятным представляется автору, что осаждение сульфидов происходило в результате охлаждения рассолов. Ассоциации эпигенетических рудных минералов с хлоридными рассолами известны в течение очень продолжительного времени по результатам изучения жидких включений в минералах [33]. Впервые перенос металлов в растворах в виде хлоридных комплексов количественно был оценен Гаррелсом [11], а позднее, на более строгой основе,— Хелгесоном [16]. В настоящее время, судя по текущей литературе, эта концепция пользуется широким признанием. Образование комплексов металлов с хлоридами происходит с увеличением энтропии, а следовательно, с увеличением температуры их устойчивость (и максимально возможная концентрация) возрастает. Если рассолы при высоких температурах на глубине достигали равновесия с сульфидными минералами, то растворенные в них металлы должны были присутствовать в виде хлоридных комплексов. При охлаждении таких рассолов из хлоридных комплексов должны были непрерывно высвобождаться ионы металлов, что могло приводить к пересыщению рассолов сульфидами. Уайт [37] предположил подобный



Ф и г. 10. Предполагаемая последовательность процессов образования железорудных минералов в рассолах Красного моря.

процесс для отложения сульфидов в рассолах озера Солтон-Си. Применительно к геотермальной системе Красного моря предложенная концепция удовлетворительно объясняет узкий предел колебаний величин $\delta^{34}S$ и ограниченный ареал распространения сульфидных осадков, которые должны были отлагаться поблизости от канала разгрузки рассолов во впадине Атлантис II.

Барнс [1] указывал, что при температуре 100° С перенос цинка, участвующего в рудоотложении, может происходить в виде комплекса $Zn(HS)_2$ ($S \gg Zn$) и в виде $ZnCl_2$ ($Zn \gg S$). Транспортировка компонентов в стехиометрических со-



Ф и г. 11. Схема проявления некоторых предполагаемых процессов седиментации во впадине Атлантис II.

отношениях ZnS невозможна, и в транспортирующих растворах обязательно должен быть избыток какого-либо из этих компонентов.

Состав осадка в целом и содержание металлов в рассоле свидетельствуют, что конецентрации Zn и Cl лишь незначительно превышали содержание серы. Эти соотношения как будто позволяют склоняться к гипотезе бактериального восстановления SO_4^{2-}. С другой стороны, Хемли и др. [19] показали, что при повышенных температурах ZnS сильно растворим в хлоридных растворах с силикатным буфером.

Иначе следует объяснять присутствие сульфидов в осадках фации гётита и аморфных гидроокислов железа за пределами впадины Атлантис II (колонки 118K и 119K), а также в осадках, залегающих на склонах этой впадины выше слоя рассолов (колонка 95K). Величины $\delta^{34}S$ в этих сульфидах значительно колеблются и в среднем составляют —25,0 [21]. Подобный изотопный состав серы заставляет предполагать, что она выделялась в процессе диагенеза в результате деятельности бактерий. На фиг. 10 и 11 приводятся схематические иллюстрации некоторых рассмотренных выше процессов седиментации.

ОСАДКИ РАССОЛОНОСНЫХ ВПАДИН КРАСНОГО МОРЯ КАК РУДНЫЕ ТЕЛА

Осадки рассолоносных впадин Красного моря представляют собой большой научный интерес как рудообразующая система. В том случае, если бы они находились на суше, их промышленное значение было бы несомненно [6]. В своей современной форме это месторождение не похоже ни на какие известные рудные тела, в том числе и скопления осадочных железных руд. Осадочные железные руды редко ассоциируют с полиметаллами. Вместе с тем и в сингенетичных осадочных полиметаллических месторождениях лишь незначительная часть железа входит в состав окисных и глинистых минералов. Весьма соблазнительно высказать различные предположения по поводу того, каким могло бы стать рассматриваемое месторождение после проявления метаморфизма и тектонического воздействия. Однако на этом пути придется учитывать столь много переменных (окисление, восстановление, привнос и вынос вещества и т. п.), что подобная попытка кажется беспредметной.

Рудоносные осадки впадины Атлантис II, во всяком случае та их часть, которой соответствуют отобранные колонки, попадают в категории сингенетичных осадочных рудных месторождений, т. е. стратиформных залежей, образовавшихся одновременно с вмещающими осадками. Интересно обсудить процессы, вероятно происходившие во вмещающих породах, сквозь которые просачивались рассолы до поступления во впадину Атлантис II. Если концепция осаждения сульфидов в процессе охлаждения рассолов и в результате высвобождения ионов металлов из хлоридных комплексов справедлива, то сульфиды должны были осаждаться и в каналах, по которым просачивались рассолы в случае непрерывного понижения их температуры. Такими каналами должны были служить капиллярные трещины, сбросы, зоны брекчирования и поверхности напластования карбонатных пород, залегающих ниже современного дна моря. Гаррелс [11] показал, что в подобной системе при условии примерно равных концентраций в растворе Pb и Zn раньше (при более высоких температурах) должен осаждаться Pb в связи с меньшей устойчивостью хлоридных комплексов свинца. Это положение Гаррелса позволяет объяснить незначительное содержание свинца в осадках впадины Атлантис II (табл. 2), который осаждался из рассолов на глубине.

В обзоре материалов по газово-жидким включениям в минералах месторождений подобного типа [39] указывается, что минерализующие растворы имели существенно хлорид-

ный состав, а отложение руд происходило при температуре порядка 150° С. Подобные условия вполне можно ожидать в глубоких частях геотермальной системы Красного моря.

Таким образом, в предложенной модели сингенетические рудные тела связаны с эпигенетической минерализацией, возникающей на большой глубине в описываемой геотермальной системе. Эти же соотношения свойственны многим свинцово-цинковым месторождениям типа долины Миссисипи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barnes H. L.*, Sphalerite solubility in ore solutions of the Illinois-Wisconsin Districts, *in* Genesis of Strataform Lead-Zinc-Barite-Fluorite Deposits (Mississippi Valley type deposits), a Symposium J. S. Brown (ed.), Econ. Geol. Pub. Co., Monograph 3, New York, p. 326, 1967.
2. *Barnes H. L., Czamanske G. K.*, Solubilities and transport of ore minerals, *in* Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, H. L. Barnes (ed.), Holt, Rinehart and Winston, Inc., New York, 334—378, 1967.
3. *Beales F. W., Jackson S. A.*, Precipitation of lead-zinc ores in carbonate reservoirs as illustrated by Pine Point Ore Field, Canada. Trans. Canadian Inst. Mining and Metall. Appl. Earth Sci., **76**, B278, 1966.
4. *Bender M. L., Ku T. L., Broecker W. S.*, Manganese nodules, their evolution, Science, **151**, 325, 1966.
5. *Bischoff J. L.*, Goethite-hematite stability relations with relevance to sea water and the Red Sea brine system, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 402—406, 1969.
6. *Bischoff J. L., Manheim F. T.*, Economic potential of the Red Sea heavy metal deposits, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 535—541, 1969.
7. *Brewer P. G., Densmore C. D., Munns R., Stanley R. J.*, Hydrography of the Red Sea Brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 138—147, 1969.
8. *Brewer P. G., Spencer D. W.*, A note on the chemical composition of the Red Sea brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 174—179, 1969.
9. *Bricker O. P.*, Some stability relations in the system Mn — O_2 — H_2O at 25° C and one atmosphere total pressure, Am. Min., **50**, 1296, 1965.
10. *Conrad A. L., Evans J. K., Gaylor V. F.*, Rapis determination of fluorine, sulfur, chlorine and bromine in catalysts with an induction furnace, Analytical Chemistry, **31**, 422, 1959.
11. *Garrels R. M.*, The Mississippi Valley type Pb — Zn deposits and the problems of mineral zoning, Econ. Geol., **36**, 729, 1941.
12. *Gevirtz J. L., Friedman G. M.*, Deep-sea carbonate sediments of the Red Sea and their implications on marine lithification, Journ. Sed. Petrol., **36**, 143, 1966.
13. *Hardie L. A.*, The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure, Am. Min., **52**, 171, 1967.
14. *Hartmann M., Nielsen H.*, Sulfur isotopes in the hot brine and sediment of Atlantis II Deep (Red Sea), Marine Geol., **4**, 305, 1966.
15. *Hathaway J. C.*, Procedures for clay mineral analyses used in the sedimentary petrology laboratory of the U. S. Geological Survey, Clay Minerals Bull., **3**, 8, 1956.
16. *Helgeson H. C.*, Complexing and Hydrothermal Ore Deposition, Pergamon Press, New York-London, 128 p., 1964.
17. *Hem J. D., Cropper W. H.*, Survey of ferrous-ferric chemical equilibria and redox potentials, U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper, **1459-A**, 1959.
18. *Hem J. D., Skougstad M. W.*, Coprecipitation effects in solutions containing ferrous, ferric, and cupric ions, Geol. Surv. Water-Supply Paper, **1459-E**, 1960.
19. *Hemley J. J., Meyer C., Hodgson C. J., Thatcher A. B.*, Sulfide solubilities in alteration controlled systems, Science, **158**, 1580, 1967.
20. *Kaplan I. R., Rittenberg S. C.*, The microbiological fractionation of sulfur isotopes, *in* Biogeochemistry of Sulfur Isotopes, M. L. Jensen (ed.), Proc. of a Nat. Sci. Found. Symp., Yale Univ., April, 1962.
21. *Kaplan I. R., Sweeney R., Nissenbaum A.*, Sulfur isotope studies on Red Sea brines and sediments, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 474—498, 1969.
22. *Kolthoff I. M., Sandell E. B.*, Textbook of Quantitative Inorganic Analysis, 3rd ed., The Macmillan Co., New York, 759 p., 1952.
23. *Ku T. L.*, Uranium series isotopes in sediments from the Red Sea hot brine area, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 512—524, 1969

24. *Ku T. L., Thurber D. L., Mathieu G.*, Radiocarbon chronology of Red Sea sediments, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 348—359, 1969.
25. *Landergren S., William M., Rajandi B.*, Analytical Methods, *in* S. Landergren, On the Geochemistry of Deep Sea Sediments, Reports of the Swedish Deep Sea Expedition, **10**, Special Investigation, № 5, 1964.
26. *Latimer W. H.*, Oxidation Potentials, 2nd ed., Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 392 p., 1952.
27. *Лебедев Л. М.*, О современном отложении самородного свинца из термальных рассолов Челекена, ДАН СССР, **174**, № 1, 1967.
28. *Лебедев Л. М.*, Современное образование сфалерита в производственных сооружениях Челекенского месторождения, ДАН СССР, **175**, № 4, 1967.
29. *Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.*, Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea, Geochim. et Cosmochim. Acta, **30**, 341, 1966.
30. *Morey G. W., Fournier R. O., Rowe J. J.*, The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25° C to 300° C, Geochim. et Cosmochim. Acta, **26**, 1029, 1962.
31. *Parks G. A.*, Aqueous surface chemistry of oxides and complex oxide minerals, isoelectric point and zero point of charge, *in* W. Stumm, Symposium chairman (chapter 6), Equilibrium Concepts in Natural Water Systems, Am. Chem. Soc., Wash., D.C., 1967.
32. *Ross D. A., Degens E. T.*, Shipboard collection and preservation of sediment samples collected during Chain 61 from the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 363—367, 1969.
33. *Sorby H. C.*, On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks, Quart. Journ. Geol. Soc. London, **14**, 443, 1858.
34. *Strangway D. W., McMahon B. E., Bischoff J. L.*, Magnetic properties of minerals from the Red Sea thermal brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 460—473, 1969.
35. *Trüper H. G.*, Bacterial sulfate reduction in the Red Sea hot brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 263—271, 1969.
36. *Watson S. W., Waterbury J. B.*, Sterile hot brines of the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 272—281, 1969.
37. *White D. E.*, Environments of generation of some base-metal ore deposits, Econ. Geol., **63**, 301, 1968.
38. *White D. E., Anderson E. T., Grubbs D. K.*, Geothermal brine well: mile deep drill hole may tap orebearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism, Science, **139**, № 3558, 919, 1963.
39. *Yermakov N. P.*, Research on the Nature of Mineral Forming Solutions, Pergamon Press, N.Y., 1965.
40. *Zen* E-An, Solubility measurements in the system $CaSO_4$ — NaCl — H_2O at 35°, 50°, and 70° C and one atmosphere pressure, Journ. Petrology, **6**, 124, 1965.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДКОВ И ИЛОВЫХ ВОД ИЗ ВПАДИН АТЛАНТИС II, ДИСКАВЕРИ И ЧЕЙН

Р. Хендрикс, Ф. Рейсбик, Э. Махаффи, Д. Робертс

«Кенникот-коппер-корпорейшн», Геологоразведочная служба, Солт-Лейк-Сити, Юта

М. Питерсон

Скриппсовский океанографический институт, Ла-Холья, Калифорния

ВВЕДЕНИЕ

При выполнении настоящей работы было отобрано 110 проб осадков и 58 проб иловых вод во впадинах Атлантис II, Дискавери и Чейн. Исследования велись с целью решения следующих вопросов:

1. Определение концентрации промышленно важных металлов в осадках.

2. Изучение химизма осадков с целью генетических сопоставлений с аналогичными месторождениями.

Пробы осадков хранились в пластмассовых мешках, которые сразу после отбора пробы помещались в стеклянные сосуды объемом около одного литра. Из части проб осадков были отжаты иловые воды и слиты в полиэтиленовые бутыли, хранившиеся вместе с соответствующими им осадками в тех же сосудах. За немногими исключениями, пробы вод и осадков хранились в атмосфере азота при температуре —20° С.

С целью получения наиболее достоверных данных все пробы, а в некоторых случаях и их дубликаты подвергались как спектральному, так и химическому анализам. Это позволило также достаточно обоснованно оценить точность определений. Спектральному анализу подвергались сухие остатки после выпаривания иловых вод. Результаты этих определений пересчитывались на начальный объем пробы. При спектральном анализе в каждой пробе определялось 24 элемента. Была предпринята попытка определить еще 23 элемента, но они не были обнаружены ни в одной пробе. При химическом анализе во всех пробах воды определялось 19 элементов, в отдельных пробах, кроме того, определялось еще два элемента (Co и Ni). При спектральном анализе в каждой пробе осадков определялось 36 элементов, а кроме того, 13 элементов, которые подвергались определению, не обнаружены ни в одной пробе. При химическом анализе осадков во всех пробах определялись 28 компонентов и естественная влажность (потери при нагревании до 50° С). В отдельных образцах дополнительно определялись F, Li, B (растворимый в HCl) и карбонат-ион. Как в иловых водах, так и в осадках присутствовало гораздо больше, чем обычно, солей легких металлов. В связи с этим пришлось провести методические исследования для того, чтобы приспособить обычную методику анализа горных пород и минералов к исследуемому объекту. В ряде случаев были разработаны новые методические приемы анализа.

Места опробования указаны в статье Росса и Дегенса [1].

СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Спектральный анализ проб иловых вод и осадков имел полуколичественный характер. Определения производились эмиссионным спектральным анализом в дуге постоянного тока. Использовался спектрограф типа «Игл» с 3-метровой вогнутой дифракционной решеткой. Этот

спектрограф, имеющий 30 000 линий на дюйм решетки, обладает достаточной обратной линейной дисперсией 2,7 Å/мм в первом порядке. Спектры получались фотографическим способом. Расшифровка интенсивностей линий производилась с использованием микрофотометра и калибровочных кривых стандартов известного состава. Методы анализа проб иловых вод и осадков рассматриваются ниже отдельно.

Используемые стандарты. При выполнении настоящей работы для всех определяемых элементов были подготовлены специальные стандарты с использованием точно взвешенных смесей чистых окислов и карбонатов с чистым хлоридом натрия. В каждом из стандартов присутствовало не более четырех элементов. Комбинации элементов в стандартах подбирались таким образом, чтобы свести к минимуму возможность загрязнения элементами-примесями. Исходные навески содержали 1 вес.% каждого элемента. Из этой навески затем получали серию стандартов последовательным разбавлением с коэффициентом 1/3. Для обеспечивания однородности стандартов применялась промышленная смесительная установка.

Таблица 1

Условия спектрального анализа

	Иловые рассолы	Осадки
Электроды		
Проба (анод)	Ультрауглерод № 1988	Ультрауглерод № 1988 или Нэйшнл № 4018
Противоэлектрод	Ультрауглерод № 7259	Ультрауглерод № 7259
Аналитический промежуток, мм	2,5	2,5
Ток (постоянный), А	12	12 или 10
Ширина щели, мкм	25	25
Пропускаемость трех ступеней сектора	50%; 12,5%; 3,125%	50%; 12,5%; 3,125%
Атмосфера	70% Ar 30% $O_2 \approx 4{,}8$ л/м	70% Ar 30% $O_2 \approx 4{,}8$ л/м
Интервал длин волн, Å	2200—3600	2200—3600
Фотоэмульсия	Кодак SA-1	Кодак A-1
Проявитель	Кодак D 19, 4 мин, ≈23° C	Кодак D 19, 4 мин, ≈ 23° C

Пробы иловых вод. Замороженные пробы иловых вод оттаивались и из них отбирались навески для анализов. Ниже рассматриваются процедура отбора навесок, использованные стандарты и методы анализов.

Подготовка пробы. Для отдельных определений отбиралась аликвотная проба объемом 1 мл, которая подвергалась выпариванию до получения сухого остатка. С целью предотвращения прилипания сухого остатка к тиглю при выпаривании иловые воды помещались в тигель в пластиковой пленке. Остатки солей переносились в стеклянные сосуды и выдерживались в течение ночи при температуре 110° С. Такие высушенные остатки солей взвешивались. Полученная величина в граммах обозначалась как остаток от выпаривания. Затем сухие остатки в агатовой ступке растирались в тонкий порошок.

Анализ. Навески стандартов весом 12 мг смешивались с 10 мг графита сорта SP-1. Эти смеси впрессовывались в неглубокие отверстия графитовых электродов (ультрауглерод № 1988). Определения производились с полным испарением навески в дуге постоянного тока силой 12А в течение двух минут с использованием 1/8-дюймового графитового катода. С целью повышения чувствительности съемки и уменьшения полосы интерференции, обусловленной цианидом, съемка производилась в атмосфере смеси из 70%

Таблица 2

Используемые для спектральных определений длины волн и чувствительность определений

Элемент	Сухой остаток рассола		Осадки	
	Длина волны, Å	Чувствительность, вес.% остатка	Длина волны, Å	Чувствительность, вес.% осадка
Al	2378,4	0,03	2378,4	0,4
	3082,2	0,01		
Sb			2877,9	0,002
As			2288,1	0,004
Ba	2335,3	0,01	2335,3	0,06
Be			3130,4	0,0002
Bi			3067,7	0,0002
B	2496,8	0,01	2496,8	0,004
Cd			2288,0	0,00004
Ca	2994,9	0,01	3181,3	0,2
Ce			3201,7	0,1
Cr	2843,2	0,001	2843,2	0,002
Co			3453,5	0,0004
Cu	3247,5	0,0001	3274,0	0,001
			2824,4	0,04
Ga			2943,6	0,0004
Ge			3039,1	0,00002
Au	2675,9		2675,9	0,00008
Hf			3134,7	0,03
In			3256,1	0,00004
			3039,3	0,00004
Fe	3021,1	0,01	2843,6	0,2
	2843,6	0,03		
La			3337,5	0,006
Pb			2833,1	0,0002
			2663,2	0,08
Li			3232,6	0,04
Mg	2776,7	0,01	2776,7	0,02
	3329,9	0,3		
Mn	2799,8	0,001	2798,3	0,002
	3070,3	0,01	3070,3	0,1
Mo	3170,3	0,0001	3170,3	0,001
			3194,0	0,001
Ni	3050,8	0,0001	3050,8	0,0006
	3414,8	0,0001		
Nb			3195,0	0,01
P			2554,9	0,06
Pd			3404,6	0,0002
Pt			2659,4	0,003
K	3446,7	0,3	3446,7	0,2
Re			3460,5	0,001
Sc			3353,7	0,001
Si	2519,2	0,01	2568,6	
Ag	3382,9	0,00001	3280,6	0,00003
Na			3302,3	0,02
Sr	3380,7	0,03	3464,5	0,04
	3464,5	0,01		
Ta			3311,2	0,2
Te			2385,7	0,001
Tl			2767,9	0,0002
Th			2870,4	0,1
Sn	3175,0	0,001	3175,0	0,00006
Ti	3168,5	0,001	3168,5	0,01
W			2947,0	0,0002
U			2860,4	0,2
V			3184,0	0,002
Yb			3464,4	0,003
Y			3327,9	0,004

Продолжение табл. 2

Элемент	Сухой остаток рассола		Осадки	
	Длина волны, Å	Чувствительность, вес.% остатка	Длина волны, Å	Чувствительность, вес.% осадка
Zn	3345,0	0,003	3345,0	0,002
			3345,6	0,6
Zr			3273,0	0,004

Отсутствие цифры в таблице означает, что данный элемент не обнаружен и пределы чувствительности определения не установлены.

аргона и 30% кислорода, которая нагнеталась со скоростью 4,8 л/мин. Спектры снимались на фотопластинки Кодак SA-1 с использованием вращающегося ступенчатого сектора. В табл. 1 показаны условия съемки.

Интенсивность линий определялась по плотности окраски. После неоднократной съемки стандартов были построены кривые зависимости оптической плотности от логарифма концентрации. В табл. 2 приведены длины волн для линий, используемых в определениях отдельных элементов, а также чувствительность определений в пробах осадков и сухих остатках иловых вод.

Съемка проб сухих остатков производилась таким же образом, как и съемка стандартов. При сопоставлении с рабочими кривыми, полученными по стандартам, концентрации элементов определялись по интенсивностям линий. Результаты анализа приведены в табл. 5 (пересчитанные на мг в 1 л рассола).

Помимо указанных в табл. 5 элементов, определялись, но не были обнаружены следующие элементы: As, Be, Bi, Co, Ga, Hf, In, La, Li, Nb, P, Pd, Pt, Re, Sc, Ta, Te, Tl, Th, W, U, Yb и Y. Кроме того, в виде следов в отдельных пробах установлены Sb, Cd, Ce и Zr. Ванадий не определялся вследствие интерференции его линий с линиями кальция.

Пробы осадков. Из предварительно высушенных проб осадков отбирались представительные навески.

Пробы осадков высушивались при температуре 50° С, измельчались и тщательно перемешивались. Выделение представительных навесок производилось с использованием вибромельницы. Остаточные соли иловых вод из проб не выщелачивались. Отобранные навески измельчались до —325 меш и дополнительно высушивались при 110° С в течение 15 ч. Потери веса, возникшие в результате этого дополнительного высушивания, составляли около 2% и в большинстве случаев не играли существенной роли сравнительно с состоянием после высушивания при 50° С.

Цвет проб осадков варьировал от зеленого до красного, что свидетель твовало о значительных различиях их состава. С целью получения более однородных смесей навески из проб смешивались в пропорции 1 : 1 с химически чистым кремнеземом.

Используемые стандарты. В связи с желательностью определения соответствующих искусственных стандартов рабочие стандартные кривые для большинства элементов были получены с использованием природных материалов. Эти стандарты были по учены посредством разубоживания в разной мере стандартных образцов гранита (G 1) и диабаза (W 1) Геологической службы США, нескольких стандартных образцов руд и горных пород, полученных из Национального бюро стандартов, а также нескольких образцов пород и искусственных стандартов нашей лаборатории.

Анализ. Определения производились способом полного испарения образца. Однако с целью увеличения чувствительности определений Sb,

As, Bi, Cd, Ge, Au, In, Pb, Re, Te, Tl, Sn, W и Zn применялась методика с использованием более крупных навесок и селективной возгонки. В табл. 2 приведены использованные для определения отдельных элементов линии (длины их волн) и пределы чувствительности анализа.

Определение 48 элементов производилось методом полного испарения проб. Навеска пробы весом 5 мг тщательно смешивалась с 15 мг буфера, состоящего из графита сорта SP-1 с примесью 12,5% GeO. Эта смесь впрессовывалась в неглубокое отверстие угольного электрода (ультрауглерод № 1988) и выдерживалась до полного испарения в течение 15 мин в вольтовой дуге с постоянным током 12 А. С целью уменьшения фоновой интерференции и стабилизации дуги анализ производился в атмосфере смеси 70% Ar и 30% кислорода, накачиваемых со скоростью 4,8 л/мин. Условия съемки приводятся в табл. 1.

Повышение чувствительности определения некоторых элементов достигалось съемкой в первые моменты возникновения дуги, когда из относительно крупных навесок происходит селективное испарение части элементов. Для этого навеска пробы в 90 мг смешивалась с 15 мг буферной смеси, состоящей из равных количеств NaCl, Na_2CO_3 и элементарной серы. Эта смесь помещалась в электрод с глубоким отверстием (Нэйшнл № 4018) и выдерживалась в течение минуты в дуге с током 10А в атмосфере смеси 70% аргона и 30% кислорода, подаваемой со скоростью 1 л/мин.

Съемка спектров производилась фотографически, интенсивность линий определялась по плотности окраски. Эталонные кривые для обеих методик строились в координатах оптическая плотность — логарифм концентрации по данным многократной съемки стандартов. Внутренние стандарты и калибровка по эмульсиям не использовались. Все без исключения снимки производились с использованием фотопластинок одной и той же партии, а температура проявителя контролировалась в пределах ± 3 ° С.

На каждую пластинку снималось двенадцать проб и два стандарта. Во всех случаях, когда по стандартам устанавливались отклонения в условиях съемки, в определения содержаний элементов вводились соответствующие поправки.

Чтобы исследуемые образцы по своему составу были ближе к используемым в работе стандартам, пробы осадков смешивались с известными количествами кремнезема. При анализе способом полного испарения добавки кремнезема производились в количествах, значительно превышающих исследуемые навески, что должно было элиминировать так называемые эффекты смешения, обусловленные колебаниями состава проб.

Результаты полуколичественного анализа проб осадков приводятся в табл. 6. Содержания откорректированы на добавки кремнезема и приводятся в весовых процентах по отношению к исходной пробе.

ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Пробы иловых вод. Одиннадцать проб иловых вод из общего их числа 58 оказались по солености близкими к нормальной морской воде. Эти пробы хранились в замороженном состоянии при температуре —20° С. Остальные 47 проб иловых вод были почти насыщены хлоридом натрия. В десяти пробах присутствовал свежевыпавший осадок окиси железа, а в 13 — кристаллический осадок, растворявшийся при нагревании до комнатной температуры и при помешивании.

Сокращение проб производилось в баллонах, наполненных азотом. Из каждой пробы отбирали 30 мл раствора, сливали в полиэтиленовый сосуд и вновь помещали в холодильник. Одновременно отбирались аликвотные навески для определения закисных железа и меди. В эти навески вводились комплексирующие агенты, что производилось в атмо-

сфере азота для предотвращения окисления.

Определение закисного железа производилось спектрофотометрическим способом в виде комплекса с 1,10-фенантролином. Это соединение образует комплексы как с закисным, так и окисным железом. Комплекс с закисным железом имеет красно-оранжевую, а комплекс с окисным железом — желтую окраску. Определение красно-оранжевого комплекса производилось по излучению с длиной волны 508 нм. Все колориметрические определения производились на спектрофотометре Бекмана модели DU.

Определение закиси меди производилось в виде комплекса с неокупроином (2,3-диметил-1,10-фенантролин-полугидрат), экстрагируемого изоамиловым спиртом. Поскольку содержания меди в пробах оказались ниже чувствительности колориметрических методов, определение концентраций этого элемента в изоамиловом спирте производилось посредством атомной абсорбции при 3247,5Å. Комплекс с неокупроином образует только закисная медь.

Определение элементов, находящихся в окисленном ионном состоянии, производилось в навесках неразбавленных иловых вод. Определение присутствующего в водах сульфат-иона производилось весовым методом с осаждением сульфата бария. Часть серы содержалась в виде сульфидного иона, который при выстаивании рассолов при комнатной температуре на воздухе окислялся до сульфат-иона.

Бор, присутствующий в рассолах в боратной форме, определялся спектрофотометрически с использованием кислого карминово-красного. По этой методике бор определяется в количествах от 1 до 15 мкг. Для определения используется излучение с длиной волны 585 нм.

Определение фосфора, присутствующего в рассолах в виде фосфат-иона, производилось по методу молибденованадиевофосфорной кислоты, несколько видоизмененному применительно к малым концентрациям открываемого компонента. Пределы чувствительности метода 1—60 мкг фосфора.

Кремнезем, присутствующий в рассолах в мономерном состоянии, определялся спектрофотометрически по методу молибденовой сини, видоизмененному применительно к малым количествам (2—50 мкг SiO_2). Определение производилось по излучению с длиной волны 650 нм. По результатам спектрального анализа сухого остатка и атомно-абсорбционных определений выяснилось, что мономерный кремнезем составляет лишь небольшую долю общего количества SiO_2, присутствующего в рассолах.

Содержание хлора определялось титрованием стандартным раствором азотнокислого серебра. Окончание титрования фиксировалось специальным электродом «Орион». Для определения брома из навески предварительно удалялись интерферирующие с этим элементом железо и марганец, которые осаждались гидроокисью кальция. Затем бром окислялся гипохлоритом натрия и вводился иодид калия. После этого выделившийся йод титровался стандартным раствором тиосульфата натрия. Чувствительность этого метода 50 млн$^{-1}$, а точность 10 млн$^{-1}$ брома.

Перед остальными определениями иловые воды подкислялись для предотвращения выпадения в осадок солей металлов. Концентрированные рассолы разбавлялись в пропорции 1 : 1 10%-ной соляной кислотой, а в менее крепкие рассолы добавлялась одна часть 20%-ной HCl на десять частей рассола. Для атомно-абсорбционного анализа степень разбавления должна быть такова, чтобы содержание твердого вещества в растворе не превышало 6%. При большем содержании твердое вещество быстро засоряет трубку респиратора и форсунку. Кроме того, свет от катодной лампы начинает задерживаться и рассеиваться, что приводит к завышению показаний абсорбции.

В табл. 3 приведены перечень элементов, определенных методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии, использованных при этом длин волн света, пределов определя-

Таблица 3

Условия атомно-абсорбционного анализа иловых вод

Элемент	Длина волны, Å	Горючее	Пределы чувствительности, млн$^{-1}$	Добавки	
Fe	2483	Воздух — ацетилен	0,1—40		
Cu	3248	То же	0,05—3		
Na	5890	» »	1—5		
K	7665	» »	1—5		
Ca	4227	» »	1—5	1% La	Для устранения интерференции с линиями P, Al, Si
Mg	2852	» »	0,1—5	1% La	
Sr	4607	Окись азота — ацетилен	1—5	1% La	
Mn	2795	Воздух — ацетилен	0,05—30		
Zn	2138	То же	0,05—10		
Al	3098	Окись азота — ацетилен	1—20	Этиловый спирт, 40—50%	Для повышения чувствительности
Co	2407	Воздух — ацетилен	0,1—5		
Ni	2320	То же	0,1—5		
Ag	3281	» »	0,01—5		

емых содержаний, а также реактивов вводимых для уменьшения интерференции элементов или для повышения чувствительности анализа. Все атомно-абсорбционные определения производились на приборе «Тектрон», модель АА-3.

Для определения элементов, присутствующих в пробах в больших количествах, производилось соответствующее разбавление навесок, с тем чтобы снизить их содержания до пределов чувствительности метода. Для определения серебра производилась его экстракция из пробы смесью триизооктилтиофосфата (ТОТФ) и бензола. Эта процедура исключала интерференцию с другими элементами и повышала чувствительность определений. К экстракту, содержащему серебро, добавлялся в количестве 60% химически чистый этанол, повышающий способность к горению.

Все стандарты использовались в растворе хлористого натрия, концентрация которого была примерно такой же, как и в разбавленных пробах рассолов. В 13 пробах исходно малого веса ряд определений, требующих больших навесок, выполнить не удалось. Обычно из проб извлекалось до 50 мл рассолов, но во многих пробах количества извлеченного рассола оказались меньше. Результаты химического анализа рассолов приводятся в табл. 7.

Пробы осадков. Перед сокращением проб в атмосфере азота пробы осадков помещались при комнатной температуре в банки. Весь рассол, вытекающий из осадка в пластмассовом баллоне и в банке, удалялся. Большинство банок закрывалось недостаточно герметично, так что возможно было некоторое загрязнение атмосферным воздухом и окисление материала.

Перед сокращением каждая проба интенсивно перемешивалась в пластмассовом мешке. Во многих случаях такому перемешиванию мешала очень густая консистенция илов. Наоборот, в пробах с высоким водосодержанием происходила очень быстрая отсадка твердого вещества, так что при отборе навесок необходимо было производить непрерывное перемешивание. В некоторых случаях пробы были макроскопически неоднородны и обладали полосчатостью. Следует признать, что не всегда отобранные из таких проб навески были вполне представительными.

Для определения закисных меди и растворимого в соляной кислоте железа, растворимого в воде сульфата, карбоната и водосодержания из пробы в атмосфере азота отбиралась навеска около 100 г, помещалась в специальные предварительно взвешенные емкости и подвергалась высушиванию. Для остальных опре-

делений навески отбирались в плотно закрытые сосуды и взвешивались. Вслед за этим к ним в атмосфере азота добавлялись реагенты. Влагосодержание определялось как потеря при высушивании до 50° С. Определения, выполненные во влажных пробах, пересчитывались на сухой вес.

Из колонки осадка 84К на глубине 400 см были отобраны две пробы под одним и тем же индексом. Как можно видеть в табл. 5 и 6, они несколько различаются по химическому составу. Пробы 97G с дополнительными индексами А и В из забоя соответствующей колонки хранились в одной банке, но в отдельных пластмассовых пакетах. Поскольку они явно различались макроскопически, их сушили и анализировали отдельно.

После сокращения всех проб осадков в четырех из них с целью контроля методики отбора навесок, а также стабильности проявления процесса окисления была произведена повторная операция отбора навесок. В этих образцах проявились неожиданные особенности окисления. Во всех четырех пробах выявилась хорошая сходимость с первичными определениями содержания растворимого в HCl железа. Однако во всех повторных навесках оказалось значительно большее содержание закисного железа. При этом осталось неясным, когда осуществлялась реакция восстановления железа — в период хранения пробы или при прогреве в процессе ее сокращения. Кроме того, во всех четырех повторных навесках оказалось меньшее, чем в первичных навесках, содержание растворимого в воде сульфата. Это может свидетельствовать или о проявлении еще одной восстановительной реакции, или об образовании нерастворимого сульфата. Какого-либо заметного изменения содержания закисной меди в контрольных навесках не обнаружилось. Содержание воды также не изменилось, что свидетельствует об удовлетворительности методики сокращения проб. Количество воды во всех этих пробах илов превышало 65%. Однако в целом результаты анализов контрольных и первичных проб несколько различались.

Таблица 4

Условия атомно-абсорбционного анализа осадков

Элемент	Длина волны, Å	Горючее	Пределы чувствительности, млн⁻¹	Добавки
Na	5890	Воздух — ацетилен	1—5	
K	7665	То же	1—5	
Li	6708	» »	1—5	
Ca	4227	» »	0,5—3	1% La } Для устранения интерференции с линиями Al, P, Si
Mg	2852	» »	1—5	1% La
Sr	4607	» »	1—5	1% La
Cu	3248	» »	0,05—5	
Pb	2170	» »	1—5	
Zn	2139	» »	1—5	
Cd	2288	» »	1—5	
Mn	2795	» »	1—50	
Fe	2483	« »	1—50	
Co	2407	» »	1—5	
Ni	2320	» »	1—5	
Cr	3579	Окись азота — ацетилен	1—5	
Mo	3133	То же	2—30	Спирт } Для повышения чувствительности
Al	3093	» »	10—50	Спирт
Ag	3281	Воздух — ацетилен	0,05—5	

Таблица 5

Результаты спектрального анализа иловых вод (в мг на 1 л рассола)

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Сухой остаток, г/мл	Al	Ba	B	Cd	Ca [1]	Cr	Cu	Au	Fe	Pb
71 15—25	0,304	<30	—	40	—	5 000	—	<0,3	—	100	0,3
71(b) 59—74	0,310	<30	—	30	—	4 000	—	0,2	—	40	2
78C 15—25	0,307	<31	—	30	—	6 000	—	1	—	100	<0,3
78D	0,309	<31	—	30	—	7 000	—	0,3	—	200	0,3
80 25—15	0,297	<30	—	30	—	6 000	—	1	—	<30	—
84K 206	0,249	<25	—	30	—	4 000	<3	3	—	24 оц.	2
84K 365—370	0,304	<30	—	30	—	6 000	—	<0,3	—	17 оц.	<0,3
84K 400	0,301	<30	—	50	—	5 000	—	—	—	18 оц.	<0,9
80P 120—130	0,311	<31	—	30	сл.	7 000	—	<0,3	—	30	0,3
80 310—320	0,299	<30	—	50	—	4 000	—	0,3	—	15 оц.	0,5
80 580—595	0,304	<30	—	50	—	5 000	—	<0,3	—	9 оц.	0,3
80 840—850	0,299	<30	50	90	—	4 000	<3	—	—	12 оц.	<0,9
81P 15—25	0,294	<30	—	40	—	4 000	—	—	—	21 оц.	<0,9
81P 315—325	0,293	<30	—	40	—	6 000	—	—	—	40	<0,9
81P 605—615	0,304	<30	—	60	—	6 000	—	—	—	70	<0,9
81P 855—865	0,297	<30	30	60	—	4 000	—	—	—	24 оц.	<0,9
82B 15—25	0,047	<5	—	10	—	600	—	0,1	—	5	0,05 оц.
84K 143	0,316	<32	—	30	—	8 000	—	0,3	—	2 оц.	<0,3
84K 263	0,317	<31	—	—	сл.	6 000	—	<0,3	—	50	1
84K 0—30	0,313	<31	—	—	—	6 000	—	<0,3	—	90	0,3
84G 89—99	0,316	<31	—	30	—	5 000	—	<0,3	—	60	0,6
84P 290—315	0,315	80	—	30	сл.	5 000	<3	0,6	—	100	0,9
84P 595—605	0,322	<32	—	30	—	2 000	—	0,3	—	60	0,6
84P 865—875	0,259	<30	—	40	—	7 000	—	—	—	30	<0,9
85K 30	0,037	<4	—	4	—	400	—	0,2	—	3 оц.	<0,04 оц.
85K 190	0,046	5	10	20	—	500	—	0,1	—	5	0,07 оц.
85K 258	0,044	<4	—	10	—	600	—	0,1	—	2 оц.	0,04 оц.
85K 300	0,053	<5	—	10	—	500	—	0,2	—	3 оц.	0,08 оц.
85K 340	0,053	<5	—	10	—	600	—	0,3	—	5 оц.	0,05 оц.
85K 400	0,05	<5	—	10	—	800	—	0,1	—	4 оц.	0,05 оц.
89C 0—10	0,313	<31	—	30	—	8 000	—	<0,3	—	150	0,3
89C 10—30	0,314	3	—	30	—	4 000	—	—	—	100	0,3
89C 20—30	0,318	<32	—	30	—	10 000	—	<0,3	—	100	0,3
95K 0—10	0,043	7	—	10	—	500	0,4	0,1	—	5	0,06 оц.
95K 270—305	0,035	<4	—	9	—	400	0,7	0,3	—	3	0,04 оц.
106G 0—30	0,312	<31	—	30	—	7 000	—	0,3	—	100	0,6
107G 0—30	0,306	<31	—	50	—	6 000	—	<0,3	—	30	2
108G 0—30	0,312	<31	—	—	—	6 000	—	<0,3	—	100	0,3
109G 5—35	0,312	3	—	<31	—	5 000	—	—	—	50	0,3
109G 140—170	0,303	<31	—	—	—	4 000	—	0,5	—	40	0,3
117K 200	0,046	<5	—	20	—	600	—	0,05	—	5	0,05 оц.
117K 255	0,038	<4	—	10	—	600	—	0,1	—	6	<0,04 оц.
119K 30—40	0,307	<31	—	50	—	5 000	—	<0,3	—	70	0,9
119K 50—60	0,313	<31	—	50	—	8 000	—	0,3	—	90	0,9
119K 90	0,313	<31	50	60	—	5 000	—	<0,3	—	50	3
119K 110	0,316	<32	—	30	—	7 000	—	0,3	—	50	3
119K 240	0,319	<32	—	50	—	6 000	—	0,3	—	16 оц.	0,6
119K 345—360	0,318	<32	—	30	—	4 000	—	0,05	—	6 оц.	0,5
119K 400—430	0,306	<31	—	30	—	6 000	—	0,3	—	6 оц.	0,5
121G 0—20	0,314	9	90	90	—	7 000	—	8	сл.	200	0,3
121G 280—290	0,308	3	—	30	—	6 000	—	—	—	40	5
126P [2] 33—63	0,312	5	—	30	—	6 000	—	—	—	100	20
126P 284—314	0,309	3	—	<31	—	5 000	—	—	—	100	0,3
161K 0—70	0,248	<25	—	40	—	3 000	—	<0,3	—	12 оц.	0,3
161K 70—130	0,285	<29	—	40	—	5 000	—	0,3	—	14 оц.	0,6
161K 130—180	0,282	<28	—	30	—	5 000	—	<0,3	—	60	0,4
161K 180—275	0,291	<3	—	<29	—	4 000	—	—	—	12 оц.	0,3
161K 275—320	0,295	<3	—	<30	—	5 000	—	—	—	12 оц.	0,9

Сл. — следы, оц. — приближенная оценка, прочерк — элемент определялся, но не обнаружен. Все

[1] Точность определений соответствует только первым значащим цифрам.

[2] Проба ненадежная, материал осажден при нагревании.

Mg 1	Mn	Mo	Ni	K 1	Si	Ag	Ce	Sr	Sn	Ti	Zn	Zr	Sb
900	100	—	—	5 000	600	0,03	—	90	—	—	< 3	—	—
700	60	—	—	2 000	30	0,03	—	90	—	—	—	—	—
800	70	—	0,3	2 000	90	—	—	90	—	—	—	—	—
900	60	—	0,3	3 000	200	—	—	70	—	< 3	—	—	—
1000	100	—	0,3	3 000	60	0,03	—	90	—	—	—	—	—
700	60	—	0,4	2 000	100	0,04	—	80	2	< 3	—	—	—
900	60	—	—	3 000	60	—	—	80	—	—	—	—	—
900	70	—	—	2 000	200	—	—	80	—	—	—	—	—
1000	50	—	0,3	3 000	30	< 0,03	—	100	< 3	< 3	—	—	—
2000	30	—	—	4 000	90	< 0,03	—	80	—	—	—	—	—
1000	30	—	—	3 000	60	0,03	—	90	—	—	—	—	—
1000	30	—	0,4	2 000	600	0,03	—	90	—	—	—	—	—
1000	30	—	—	2 000	30	—	—	80	—	—	—	—	—
1000	15	—	—	2 000	30	—	—	90	—	—	—	—	—
1000	10	—	—	2 000	200	—	—	90	—	—	—	—	—
1000	9	—	—	1 000	90	—	—	100	—	—	—	—	—
1000	4	0,07	0,05	800	30	0,009	сл.	10	—	< 0,5	—	—	—
1000	60	—	0,3	3 000	200	—	—	70	—	—	—	—	—
900	90	1	—	3 000	50	—	—	100	—	—	—	—	—
800	90	0,03	—	3 000	80	—	—	90	—	—	—	—	—
800	90	< 0,3	—	4 000	100	—	—	100	—	—	< 95	—	—
900	80	0,3	2	3 000	200	0,06	—	100	< 3	10	100	—	—
1000	100	0,3	—	6 000	60	0,03	—	90	—	—	< 97	—	—
900	80	—	—	1 000	90	—	—	80	—	—	—	—	—
1000	5	0,1	< 0,04	800	20	0,007	—	10	—	< 0,4	—	—	—
1000	5	0,07	< 0,05	700	600	0,01	—	10	—	< 0,5	—	—	—
1000	5	0,07	< 0,04	900	40	0,008	—	10	—	< 0,4	—	—	—
900	3	0,2	< 0,05	800	50	0,01	—	20	—	< 0,5	—	—	—
1000	5	0,05	0,05	800	20	0,01	—	20	—	—	—	—	—
1000	6	2	0,2	2 000	50	0,008	—	10	—	< 0,5	—	—	сл.
800	100	—	—	3 000	50	—	—	90	—	—	—	—	—
800	90	0,3	—	2 000	30	0,03	—	100	1	—	—	—	—
1000	90	—	—	10 000	< 32	0,3	—	100	—	—	< 96	—	—
1000	3	0,09	0,04	900	40	0,006	—	10	—	1	—	—	—
700	3	0,1	0,1	600	20	0,005	—	10	—	< 0,4	—	—	—
900	100	—	—	6 000	30	0,03	—	90	—	—	< 94	—	—
900	100	—	—	5 000	< 31	0,06	—	100	—	—	< 92	—	—
800	100	—	0,3	3 000	< 31	—	—	90	—	—	—	—	—
800	100	—	—	3 000	60	0,03	—	90	—	—	—	—	—
800	80	—	< 0,3	3 000	< 30	0,05	—	90	—	< 3	—	—	—
1000	4	0,07	< 0,05	1 000	20	0,005	—	10	—	< 0,5	—	—	—
1000	4	0,06	< 0,04	1 000	30	0,004	—	10	—	—	—	—	—
900	90	—	—	3 000	90	—	—	100	—	—	< 92	—	—
900	100	0,3 оц.	—	7 000	50	0,09	—	90	—	—	< 94	—	—
1000	90	—	—	3 000	300	0,09	—	100	—	—	< 94	сл.	—
1000	100	—	—	6 000	30	0,03	—	100	—	—	< 95	—	—
1000	100	—	—	5 000	30	0,03	—	100	< 3	—	< 96	—	—
900	70	—	—	2 000 оц.	< 32	0,03	—	100	—	—	< 96	—	—
900	60	0,5	—	6 000 оц.	< 31	0,06	—	100	—	—	< 92	—	—
800	100	—	0,5	3 000	600	3	—	90	—	—	—	сл.	—
1000	100	—	—	4 000	90	0,2	—	90	—	—	—	—	—
900	100	—	0,6	4 000	100	0,3	—	90	1,6 оц.	—	—	—	—
900	100	0,3 оц.	—	3 000	200	0,03	—	100	—	—	—	—	—
800	100	< 0,3	0,3	2 000	400	0,05	—	70	10	< 3	—	—	—
900	200	—	—	3 000	30	0,03	сл.	100	< 3	—	< 85	—	—
800	200	—	—	3 000	40	0,04	—	80	—	—	< 85	—	—
800	200	—	—	2 000	40	0,03 оц.	—	90	—	—	—	—	—
700	200	—	—	3 000	60	0,03 оц.	—	90	1,2 оц.	—	—	—	—

анализы выполнены Ф. Рейсбикком.

Таблица 6

Результаты полуколичественного спектрального анализа осадков (вес.% высушенной

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Al	Sb	As	Ba	Be	B	Cd	Ca
71 0—15	0,4	—	—	—	—	0,004	0,001	3,0
71 15—25	0,6	0,002	0,01	0,06	—	0,1	0,02	3,0
71 44—59	0,4	—	0,004	—	—	0,004	0,005	3,0
71 (B) 59—74, pH 5,0	0,6	—	0,008	0,06	—	0,006	0,008	3,0
78C 0—15	—	—	0,004	—	—	0,004	0,0006	4,0
78C [1] 15—25	0,4	—	0,006	—	—	0,1	0,001	3,0
78D 0—15	0,4	—	0,006	0,06	—	0,008	0,002	3,0
78D [1] 15—25	—	—	0,006	—	—	0,006	0,005	3,0
80P 0—15	1,0	—	0,006	0,06	—	0,03	0,00015	8,0
80 15—25	3,0	—	0,01	—	—	0,02	0,0006	> 10,0
80P 100—120	3,0	—	0,004	—	—	0,006	0,00004	> 10,0
80 290—310	4,0	—	0,004	—	—	0,008	0,00004	> 10,0
80 310—320	4,0	—	0,004	—	—	0,01	0,00004	> 10,0
80 580—595	3,0	—	0,004	—	—	0,004	0,00004	> 10,0
80 595—615	3,0	—	0,004	—	—	0,008	—	> 10,0
80 840—850	3,0	—	0,004	—	—	0,006	0,00004	> 10,0
80 850—870	3,0	—	0,004	—	—	0,006	—	> 10,0
81P 0—15	4,0	—	0,004	—	—	0,006	—	> 10,0
81P 15—25	4,0	—	0,004	—	—	0,006	—	> 10,0
81P 290—305	4,0	—	0,006	—	—	0,006	0,00004	> 10,0
81P 315—325	4,0	—	0,006	—	—	0,006	0,00004	> 10,0
81P 590—605	3,0	—	0,004	—	—	0,008	0,00004	> 10,0
81P 605—615	3,0	—	0,004	—	—	0,006	0,00004	> 10,0
81P 855—865	3,0	—	0,004	—	—	0,004	0,00004	> 10,0
81P 865—880	3,0	—	0,004	—	—	0,006	0,00004	> 10,0
82B 15—25	0,4	—	0,05	0,1	—	0,015	—	2,0
82B 15—25 (дубл.)	0,6	—	0,01	0,15	—	0,006	0,015	3,0
82D	—	0,002	0,06	—	—	0,004	0,0002	2,0
84G 89—99	0,4	—	0,05	0,2	—	0,002	—	0,8
84G 99—114	—	—	0,005	—	—	—	0,002	3,0
84K 0—30	0,6	—	0,008	—	—	0,004	0,006	3,0
84K 143	—	—	—	—	—	0,004	0,002	3,0
84K 206	0,6	—	0,008	0,06	—	0,004	0,002	3,0
84K 263	1,0	0,009	0,09	—	—	—	0,04	> 10,0
84K 300	0,6	—	0,02	0,3	—	0,06	0,015	10,0
84K 304	0,4	—	0,02	—	—	—	0,015	10,0
84K 310—325	0,6	—	0,006	—	—	—	0,015	> 10,0
84K 325—348	0,6	—	0,008	0,06	—	—	0,01	> 10,0
84K 325—348 (дубл.)	1,0	—	0,02	—	—	—	0,02	10,0
84K 365—370	—	—	0,02	—	—	—	0,00015	2,0
84K 365—370 (дубл.)	0,4	—	0,008	0,2	—	—	0,00006	4,0
84K 400	0,6	—	0,004	> 0,5	—	—	0,00006	> 10,0
80P 120—130	1,5	—	0,004	—	—	0,004	0,00004	> 10,0
84P 290—315	0,6	0,002	0,008	0,3	—	0,006	0,006	2,0
84P 315—345	0,4	—	—	0,4	—	0,004	0,008	3,0
84P 580—595	0,4	—	0,01	> 0,5	—	0,004	0,002	10,0
84P 595—605	0,6	—	0,008	0,2	—	—	0,009	> 10,0
84P 850—865	0,6	—	0,01	—	—	—	0,00006	2,0
84P 865—875	—	—	0,01	—	—	—	0,00004	2,0
85K 30, слой 6	0,8	0,002	0,04	> 0,5	—	0,03	0,0005	1,0
85K 135	0,6	0,002	0,015	> 0,5	—	0,006	0,04	1,5
85K 170	0,4	0,004	0,08	> 0,5	—	0,02	0,003	0,8
85K 70; слой 6	—	—	0,03	0,3	—	0,02	0,0001	1,5
85K 190; слой 5	—	—	0,05	0,3	—	0,02	0,0002	0,6
85K 200; слой 5	—	—	0,03	0,4	—	0,02	0,0002	1,5
85K 280	—	0,003	0,03	0,2	—	0,01	0,0004	1,0
85K 300; слой 3	—	0,003	0,015	0,4	—	0,01	0,00015	0,8
85K 340; слой 2	0,8	0,006	0,02	> 0,5	—	0,01	0,002	2,0
85K 360; слой 2	0,8	0,002	0,01	> 0,5	0,0008	0,008	0,0001	2,0
85K 258; слой 4	—	0,003	0,03	> 0,5	—	0,02	0,0004	0,6

пробы)

Cr	Co	Cu	Ga	Ge	Au	In	Fe	La	Pb
0,003	0,006	0,06	0,0004	—	—	—	6,0	—	0,015
*	0,02	0,4	0,0015	0,00015	—	—	> 10,0	—	0,04
0,003	0,006	0,1	0,0006	—	—	—	6,0	—	0,02
0,004	0,008	0,2	0,001	0,0001	—	—	> 10,0	—	0,04
0,003	0,003	0,04	0,0004	—	—	—	8,0	—	0,009
*	0,004	0,08	0,0006	0,00003	—	—	> 10,0	—	0,02
0,004	0,003	0,04	0,0006	—	—	—	10,0	—	0,02
0,003	0,003	0,08	0,0006	0,0001	—	—	> 10,0	—	0,02
0,006	0,002	0,02	0,0004	—	—	—	8,0	—	0,003
0,006	0,0015	0,01	0,0004	0,00004	—	—	8,0	—	0,006
0,006	0,002	0,008	0,0006	—	—	—	6,0	—	0,0009
0,006	0,002	0,008	0,0006	—	—	—	6,0	—	0,0015
0,007	0,003	0,01	0,0006	—	—	—	8,0	—	0,009
0,006	0,0015	0,006	0,0004	0,00002	—	—	6,0	—	0,009
0,006	0,002	0,008	0,0006	—	—	—	6,0	—	0,001
0,006	0,0015	0,008	0,0004	0,00002	—	—	6,0	—	0,001
0,006	0,002	0,008	0,0006	—	—	—	6,0	—	0,0009
0,008	0,003	0,006	0,0006	—	—	—	6,0	—	0,0008
0,006	0,001	0,006	0,0006	—	—	—	6,0	—	0,0009
0,006	0,002	0,008	0,0006	—	—	—	6,0	—	0,0015
0,006	0,0015	0,008	0,0006	—	—	—	6,0	—	0,0015
0,006	0,002	0,008	0,0006	—	—	—	6,0	—	0,0015
0,006	0,0015	0,008	0,0004	—	—	—	6,0	—	0,0015
0,006	0,001	0,008	0,0004	0,00002	—	—	6,0	—	0,001
0,006	0,002	0,008	0,0006	—	—	—	6,0	—	0,0015
*	0,0006	0,03	0,0004	0,00006	—	—	>> 10,0	—	0,015
*	0,01	0,4	0,002	0,00015	—	—	>> 10,0	—	0,04
*	0,001	0,15	0,0004	0,00015	—	—	> 10,0	—	0,015
*	—	0,15	0,0006	0,00015	—	—	10,0	—	0,03
0,003	0,003	0,06	0,0004	0,00002	—	—	6,0	—	0,02
0,004	0,008	0,2	0,0008	0,00006	—	—	> 10,0	—	0,03
0,003	0,006	0,1	0,0004	—	—	—	6,0	—	0,015
0,004	0,008	0,2	0,001	0,00004	—	—	8,0	—	0,02
0,004	0,04	1,0	0,004	0,0002	0,00015	—	10,0	—	0,06
0,004	0,02	1,0	0,004	0,00004	0,0001	—	10,0	—	0,03
0,003	0,02	0,6	0,002	0,00002	0,0001	—	8,0	—	0,03
0,004	0,015	0,8	0,002	0,00003	0,00015	—	10,0	—	0,02
*	0,01	0,4	0,0015	0,00003	0,00008	—	> 10,0	—	0,009
0,004	0,02	0,8	0,003	0,00006	0,00008	—	>> 10,0	—	0,02
*	0,0008	0,2	0,0006	0,00004	—	—	>> 10,0	—	0,003
*	0,003	0,2	0,001	—	—	—	>> 10,0	—	0,0009
*	0,001	0,2	0,001	0,00003	—	—	> 10,0	—	0,0015
0,006	0,002	0,008	0,0004	—	—	—	4,0	—	0,001
0,004	0,015	0,3	0,002	0,0004	—	—	> 10,0	—	0,06
0,003	0,006	0,2	0,0006	0,00002	—	—	6,0	—	0,02
0,004	0,01	0,4	0,002	0,00006	0,00008	—	8,0	—	0,04
0,004	0,01	0,6	0,002	—	0,0001	—	8,0	—	0,03
*	0,003	0,2	0,001	0,00004	—	—	>> 10,0	—	0,002
*	0,0015	0,2	0,001	0,00004	0,00008	—	>> 10,0	—	0,002
*	—	0,2	0,001	0,0002	0,0001	—	>> 10,0	—	0,04
*	0,0004	0,2	0,002	0,00007	0,00015	—	>> 10,0	—	0,15
*	—	0,4	0,001	0,0004	0,0001	—	>> 10,0	—	0,04
*	—	0,2	0,0006	0,00008	—	—	>> 10,0	—	0,03
*	0,0006	0,03	0,001	0,0002	—	—	>> 10,0	—	0,03
*	0,0004	0,04	0,0008	0,0001	—	—	>> 10,0	—	0,03
*	—	0,02	0,0006	0,00015	—	—	>> 10,0	—	0,02
*	—	0,15	0,0008	0,0001	—	—	>> 10,0	—	0,02
*	0,0006	0,2	0,001	0,0006	—	—	>> 10,0	—	0,03
*	0,0006	0,2	0,001	0,0001	—	—	>> 10,0	—	0,009
*	—	0,04	0,0006	0,0003	—	—	> 10,0	—	0,04

Продолжение табл. 6

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Al	Sb	As	Ba	Be	B	Cd	Ca
85K; слой 1	0,4	0,01	0,03	> 0,5	—	—	0,07	2,0
89C 0—10	0,6	—	0,004	0,06	—	0,004	0,005	3,0
89C 10—30	0,8	—	0,015	0,1	—	0,006	0,01	4,0
89C 0—20	—	—	—	> 0,5	—	—	0,0004	> 10,0
89C 20—30	0,6	—	0,01	> 0,5	—	0,006	0,003	> 10,0
94C 130—145	0,4	—	—	—	—	—	0,0002	> 10,0
95K 0—10	3,0	—	0,01	—	—	0,008	—	> 10,0
95K 10—20	3,0	—	0,008	0,06	—	0,006	0,00004	> 10,0
95K 40—45	3,0	—	0,006	—	—	0,006	—	> 10,0
95K 45—55	4,0	—	0,004	—	—	0,006	0,00008	> 10,0
95K 55—60	3,0	—	0,008	—	—	0,015	—	10,0
95K 270—305	0,6	—	0,01	—	—	0,02	0,0002	3,0
95K	0,4	—	0,01	0,06	—	0,015	0,00015	2,0
97G	—	—	0,004	> 0,5	—	0,004	0,00008	3,0
106G 0—30	—	—	0,004	0,06	—	—	0,02	4,0
107G 0—30	—	—	0,004	—	—	0,004	0,00004	4,0
108G 0—30	—	—	0,004	—	—	0,004	0,002	4,0
108G 173—193	—	—	0,004	—	—	0,004	0,005	3,0
109G 5—35	—	—	0,004	—	—	0,006	0,00015	3,0
109G 140—170	—	—	—	—	—	0,004	0,0003	3,0
111C 122	—	—	0,004	—	—	0,004	0,002	2,0
111D 122	4,0	0,002	0,03	0,2	—	0,006	0,009	> 10,0
117K 200	0,6	—	0,006	—	—	0,02	—	4,0
117K 255	0,6	—	0,007	—	—	0,03	0,00004	3,0
117K 322	—	—	0,009	—	—	0,02	—	2,0
117K 335	2,0	—	0,004	—	—	0,004	—	> 10,0
117K 290—400	4,0	—	—	—	—	0,004	—	> 10,0
118K 75	3,0	—	0,004	—	—	0,008	0,00008	> 10,0
118K 220	1,0	—	0,006	—	—	0,004	0,00006	> 10,0
118K 310	3,0	—	0,006	—	—	0,004	0,00004	> 10,0
118K 360	1,0	—	0,008	—	—	0,015	0,00006	8,0
119K 30—40	0,6	—	0,006	0,2	—	0,004	0,01	6,0
119K 50—60	0,4	—	—	0,2	—	0,006	0,0008	4,0
119K 90	0,6	—	0,006	> 0,5	—	0,006	0,007	4,0
119K 100	—	—	—	0,3	—	0,006	0,002	3,0
119K 110	0,8	0,002	0,04	> 0,5	—	0,004	0,01	3,0
119K 115	—	—	—	0,1	—	0,004	0,00004	3,0
119K 220	—	—	0,004	0,06	—	0,004	—	3,0
119K 240	0,6	—	0,01	0,2	—	0,006	0,0003	2,0
119K 325—345	—	—	0,006	0,06	—	0,004	0,00004	3,0
119K 345—360	0,4	—	0,01	—	—	0,006	0,00004	2,0
119K 400—430	0,4	—	0,004	0,2	—	0,004	0,0001	3,0
121G 0—30	—	—	0,004	—	—	0,004	0,0002	3,0
121G 270—280	—	—	0,004	—	—	0,004	0,0001	3,0
121G 270—290	0,4	—	0,006	—	—	0,006	0,00006	3,0
126P 284—314	0,4	—	0,008	—	—	0,006	0,007	3,0
126P 33—63	—	—	0,006	—	—	—	0,0006	2,0
161K 0—70	0,6	—	0,01	0,2	—	0,02	0,005	4,0
161K 70—130	0,4	—	0,01	0,05	—	0,01	0,008	2,0
161K 130—180	0,3	—	0,03	0,3	—	0,03	0,0003	3,0

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Mg	Mn	Mo	Ni	P	K	Sc	Ag
71 0—15	0,6	0,1	0,003	—	—	0,6	—	0,001
71 15—25	0,6	0,015	0,01	0,001	—	—	—	0,006
71 44—59	0,6	0,1	0,004	0,0008	—	0,8	—	0,002
71(B) 59—74, pH 5,0	0,8	0,1	0,006	0,0015	—	0,4	—	0,004
78C 0—15	0,6	0,15	0,006	0,0006	—	0,6	—	0,0008

Cr	Co	Cu	Ga	Ge	Au	In	Fe	La	Pb
*	0,006	4,0	0,003	0,00015	0,0001	—	> 10,0	0,006	0,03
0,004	0,008	0,15	0,0008	0,00003	—	—	8,0	—	0,02
*	0,02	0,2	0,0015	0,0001	—	—	> 10,0	—	0,03
0,002	0,0015	0,03	—	—	—	—	4,0	—	0,005
0,004	0,01	0,15	0,0006	0,00003	—	—	> 10,0	—	0,02
*	0,002	0,02	—	—	0,00008	—	0,6	—	0,003
0,006	0,0015	0,02	0,0004	—	—	—	8,0	—	0,002
0,004	0,002	0,01	0,0004	—	—	—	6,0	—	0,0015
0,006	0,0008	0,006	0,0006	0,00003	—	—	8,0	—	0,0009
0,004	0,001	0,006	0,0006	0,00002	—	—	6,0	—	0,001
*	0,0008	0,004	0,0008	—	—	—	> 10,0	—	0,0015
*	0,003	0,04	0,0006	—	—	—	>> 10,0	0,01	0,002
*	0,004	0,04	0,0006	—	—	—	>> 10,0	0,01	0,002
0,004	—	0,02	0,0004	0,00008	—	—	> 10,0	—	0,002
0,002	0,006	0,08	0,0004	—	—	—	6,0	—	0,015
0,003	0,004	0,04	0,0004	—	—	—	6,0	—	0,01
0,003	0,002	0,06	0,0004	0,00002	—	—	6,0	—	0,01
0,002	0,004	0,1	0,0006	0,00002	—	—	6,0	—	0,02
0,003	0,0006	0,02	0,0004	0,00002	—	—	6,0	—	0,006
0,002	0,001	0,03	0,0004	—	—	—	6,0	—	0,006
0,003	0,001	0,04	0,0004	0,00002	—	—	8,0	—	0,02
0,006	0,008	0,4	0,002	0,0002	0,0001	—	8,0	—	0,04
*	0,002	0,003	0,0006	—	—	—	> 10,0	—	0,0009
*	0,004	0,004	0,0006	—	—	—	>> 10,0	—	0,0008
*	0,001	0,002	0,0006	—	—	—	> 10,0	—	0,0007
0,004	0,0006	0,008	—	0,00002	—	—	2,0	—	0,0008
0,02	0,002	0,02	0,0006	0,00004	—	—	6,0	—	0,002
0,003	0,001	0,01	0,0004	—	—	—	8,00	—	0,002
0,004	0,001	0,006	0,0004	0,00003	—	—	6,0	—	0,0015
0,004	0,003	0,003	0,0006	0,00002	—	—	6,0	—	0,001
*	0,004	0,008	0,0004	—	—	—	>> 10,0	0,008	0,003
*	0,006	0,3	0,0015	0,0002	—	—	>> 10,0	—	0,03
0,004	0,002	0,06	0,0004	—	—	—	8,0	—	0,006
*	0,02	0,2	0,002	0,0002	—	—	> 10,0	—	0,09
0,003	0,006	0,06	0,0004	0,00002	—	—	8,0	—	0,03
0,004	0,01	0,4	0,002	0,001	—	—	10,0	—	0,08
0,002	—	0,08	0,0004	—	—	—	3,0	—	0,005
0,002	0,0006	0,03	—	0,00002	—	—	6,0	—	0,004
*	0,004	0,2	0,0008	0,0001	—	—	> 10,0	—	0,015
*	0,0008	0,06	—	0,00004	—	—	8,0	—	0,005
*	0,001	0,1	0,0006	0,0002	—	—	> 10,0	—	0,009
*	0,0008	0,1	0,0004	0,00003	—	—	8,0	—	0,008
0,003	0,001	0,03	—	—	—	—	6,0	—	0,01
*	0,0008	0,06	0,0004	0,00004	—	—	8,0	—	0,008
*	0,0008	0,06	0,0004	0,00003	—	—	> 10,0	—	0,004
*	0,006	0,15	0,001	0,00006	—	—	> 10,0	—	0,03
0,002	0,0006	0,02	—	—	—	—	6,0	—	0,009
*	0,0015	0,2	0,0008	0,00004	—	—	> 10,0	—	0,03
*	0,001	0,2	0,0008	0,00006	—	—	>> 10,0	—	0,02
*	0,002	0,15	0,0008	0,00008	—	—	> 10,0	—	0,06

Na	Sr	Tl	Sn	Ti	W	V	Y	Zn	Zr
> 4,0	—	0,0002	—	—	—	0,004	—	0,3	0,06
>> 4,0	—	0,001	0,00008	0,015	0,0003	0,01	—	4,0	0,01
>> 4,0	—	0,0006	—	—	—	0,004	—	1,0	0,006
>> 4,0	0,04	0,0006	—	—	—	0,008	—	2,0 оц.	0,02
> 4,0	0,04	0,0002	—	—	—	0,004	—	0,15	0,02

Продолжение табл. 6

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Mg	Mn	Mo	Ni	P	K	Sc	Ag
78C [1] 15—25	0,6	0,3	0,008	0,0006	—	—	—	0,0015
78D 0—15	0,6	0,2	0,006	0,0006	—	0,6	—	0,0008
78D [1] 15—25	0,6	0,15	0,006	—	—	0,3	—	0,001
80P 0—15	2,0	> 10,0	0,006	0,003	—	0,4	—	0,0001
80 15—25	2,0	8,0	0,004	0,003	—	0,6	—	0,00015
80P 100—120	3,0	0,8	0,0015	0,004	—	1,0	0,001	—
80 290—310	3,0	0,8	0,0015	0,004	—	1,0	0,001	—
80 310—320	3,0	0,8	0,0015	0,006	—	1,0	0,001	—
80 580—595	2,0	0,8	0,001	0,004	—	1,0	0,001	—
80 595—615	3,0	0,8	0,0015	0,004	—	1,0	0,001	—
80 840—850	2,0	0,6	0,001	0,004	—	1,0	0,001	—
80 850—870	2,0	0,6	0,001	0,004	—	0,6	0,0001	—
81P 0—15	3,0	1,0	0,001	0,006	—	1,0	0,001	—
81P 15—25	2,0	0,3	0,001	0,004	—	0,2	0,001	—
81P 290—305	3,0	0,6	0,002	0,004	—	1,0	0,001	—
81P 315—325	3,0	0,3	0,0015	0,004	—	—	0,001	—
81P 590—605	3,0	0,6	0,0015	0,004	—	0,8	0,001	—
81P 605—615	2,0	0,3	0,001	0,004	—	—	0,001	—
81P 855—865	2,0	0,2	0,001	0,003	—	0,2	—	—
80P 865—880	3,0	0,6	0,0015	0,004	—	0,8	0,001	—
82B 15—25	2,0	10,0	0,006	0,0006	0,15	—	—	0,0002
82B 15—25 (дубл.)	1,0	0,2	0,01	0,002	—	—	—	0,008
82D	2,0	> 10,0	0,004	0,0015	0,15	—	—	0,0004
84G 89—99	1,0	8,0	0,004	0,001	0,2	—	—	—
84G 99—114	0,6	0,1	0,004	—	—	0,8	—	0,001
84K 0—30	0,8	0,1	0,008	0,0008	—	0,3	—	0,003
84K 143	0,8	0,15	0,0015	0,0008	—	0,8	—	0,002
84K 206	2,0	0,2	0,008	0,001	—	0,6	—	0,003
84K 263	3,0	0,04	0,2 оп.	0,004	—	—	—	0,02
84K 300	4,0	0,09	0,06	0,006	—	0,3	—	0,004
84K 304	2,0	0,07	0,06	0,003	—	0,3	—	0,004
84K 310—325	3,0	0,15	0,03	0,006	—	—	—	0,004
84K 325—348	1,0	1,0	0,015	0,002	—	0,2	—	0,003
84K 325—348 (дубл.)	2,0	0,3	0,03	0,004	—	—	—	0,008
84K 365—370	0,8	0,15	0,02	—	—	0,2	0,001	0,0008
84K 365—370 (дубл.)	0,8	0,6	0,03	0,0008	—	0,2	—	0,0006
84K 400	1,0	0,2	0,01	0,001	—	0,3	—	0,001
80P 120—130	2,0	0,3	0,001	0,004	—	0,8	—	—
84P 290—315	1,5	0,15	0,008	0,002	—	1,0	—	0,008
84P 315—345	0,6	0,15	0,003	0,0008	—	0,8	—	0,004
84P 580—595	0,8	0,6	0,01	0,003	—	0,3	—	0,006
84P 595—605	1,0	0,2	0,01	0,004	—	—	—	0,006
84P 850—865	0,8	0,2	0,03	0,0006	—	—	—	0,0008
84P 865—875	0,4	0,1	0,02	—	0,08	—	—	0,0008
85K 30; слой 6	1,0	0,4	0,006	—	0,08	—	—	0,008
85K 135	2,0	2,0	0,002	0,0006	—	0,2	—	0,02
85K 170	0,8	1,5	0,01	0,0006	0,09	—	—	0,003
85K 70; слой 6	2,0	0,6	0,008	—	—	0,3	—	0,002
85K 190; слой 5	0,8	4,0	0,015	0,0006	0,15	—	—	0,00008
85K 200; слой 5	2,0	4,0	0,006	—	0,08	0,3	—	0,0002
85K 280	1,5	1,0	0,008	—	0,08	0,2	—	0,0003
85K 300; слой 3	1,0	0,2	0,003	—	0,15	0,2	—	0,002
85K 340; слой 2	1,0	4,0	0,003	0,001	0,2	—	—	0,004
85K 360; слой 2	2,0	3,0	0,002	0,001	—	—	—	0,0008
85K 258; слой 4	0,8	0,4	0,008	—	0,2	—	—	0,0003
85K; слой 1	1,0	3,0	0,02	0,004	—	—	—	0,01
89C 0—10	0,6	0,1	0,005	0,001	—	0,6	—	0,002
89C 10—30	0,8	0,2	0,01	0,0015	0,06	0,4	—	0,006
89C 0—20	0,3	0,2	0,002	—	—	0,4	—	0,0006
89C 20—30	0,4	0,2	0,006	0,0008	—	0,2	—	0,002
94C 130—145	0,15	0,015	0,0015	—	—	0,3	—	0,0004

Na	Sr	Tl	Sn	Ti	W	V	Y	Zn	Zr
> 4,0	—	0,0004	—	0,01	—	0,006	—	0,3	0,02
> 4,0	—	0,0002	—	—	—	0,004	—	0,3	—
> 4,0	—	—	—	—	—	0,02	—	1,0	0,006
> 4,0	0,06	—	0,00006	0,1	—	0,015	0,004	0,08	0,04
> 4,0	0,08	—	0,00006	0 15	—	0,01	—	0,2	0,02
> 4,0	0,1	—	0,00006	0 2	—	0,01	0,004	0,05	0,02
> 4,0	0,1	—	0,00006	0,2	—	0,01	0,004	0,05	0,02
> 4,0	0,15	—	0,00006	0,3	—	0,015	0,004	0,04	0,02
> 4,0	0,08	—	0,00006	0,2	—	0,01	0,004	0,04	0,02
> 4,0	0,1	—	0,00006	0,2	—	0,01	—	0,05	0,02
> 4,0	0,1	—	0,00006	0,2	—	0,01	0,004	0,05	0,02
> 4,0	0,1	—	0,00006	0,2	—	0,01	—	0,05	0,03
> 4,0	0,1	—	0,00006	0,3	—	0,015	0,004	0,02	0,04
3,0	0,1	—	0,00006	0,3	—	0,01	0,004	0,02	0,03
> 4,0	0,15	—	0,00006	0,2	—	0,02	0,004	0,03	0,02
> 4,0	0,2	—	0,00006	0,2	—	0,015	0,004	0,05	0,02
> 4,0	0,15	—	0,00006	0,2	—	0,015	—	0,05	0,02
4,0	0,15	—	0,00006	0,2	—	0,01	0,006	0,04	0,04
3,0	0,1	—	0,00006	0,2	—	0,01	0,004	0,05	0,02
> 4,0	0,15	—	0,00008	0,2	—	0,015	—	0,05	0,06
> 4,0	—	—	0,00008	—	—	0,02	—	0,4	0,02
> 4,0	—	0,0006	—	0,03	0,0002	0,01	—	4,0	0,02
> 2,0 оц.	—	—	0,00006	—	—	0,02	—	0,3	0,08
2,0	0,04	—	—	0,01	—	0,015	—	1,0	0,004
4,0	—	—	—	—	—	0,003	—	0,3	0,006
> 4,0	—	0,0003	—	0,01	—	0,008	—	2,0	0,006
> 4,0	—	—	—	—	—	0,004	—	0,5	0,08
> 4,0	—	0,0006	0,00006	—	—	0,006	—	0,5	—
> 4,0	0,06	0,004	0,0001	0,015	—	0,01	—	8,0 оц.	0,06
4,0	0,04	0,0008	0,00006	0,02	—	0,01	—	1,0	0,01
> 4,0	0,04	0,0001	0,00006	—	—	0,006	—	5,0	0,08
> 4,0	0,06	0,0006	0,00006	0,015	—	0,008	—	4,0	0,02
> 4,0	0,1	0,0003	—	0,02	—	0,006	—	1,5	0,01
> 4,0	0,06	0,0008	0,00008	0,06	—	0,008	—	6,0	0,01
> 4,0	—	0,0006	—	—	0,0002	0,006	—	0,04	0,01
> 4,0	—	—	0,00006	—	—	0,006	—	0,03	0,08
> 4,0	0,1	—	0,00006	0,03	0,0002	0,008	—	0,05	0,006
2,0	0,08	—	0,00006	0,15	—	0,01	—	0,03	0,02
> 4,0	0,06	0,0008	—	—	0,0003	0,008	—	2,0	—
> 4,0	0,08	—	—	—	—	0,006	—	1,0	0,004
> 4,0	0,15	0,0008	0,00006	—	—	0,008	—	0,6	0,01
> 4,0	0,08	0,001	0,00006	0,02	—	0,008	—	3,0	0,02
> 4,0	—	—	—	—	—	0,006	—	0,03	0,04
2,0	—	0,0002	0,00006	—	0,0002	0,006	—	0,02	0,01
2,0	0,08	—	—	0,015	0,0003	0,01	—	0,8	0,01
2,0	0,3	0,0003	—	0,01	0,0004	0,01	—	3,0	0,01
2,0	0,2	—	—	0,01	0,0004	0,006	—	0,8	0,02
> 4,0	0,06	—	—	—	0,0002	0,008	—	0,5	0,015
2,0	0,04	—	—	—	0,0003	0,02	—	1,0	0,015
> 4,0	0,08	—	—	—	—	0,015	—	0,5	0,06
> 4,0	—	—	—	—	0,0004	0,006	—	0,3	0,008
> 4,0	0,06	—	0,0001	—	0,0004	0,02	—	0,3	—
2,0	0,06	—	0,00008	0,04	0,0002	0,02	—	1,0	0,03
3,0	0,06	—	0,00006	0,04	—	0,01	—	0,3	0,02
2,0	0,08	—	—	—	0,0003	0,008	—	0,6	0,01
> 1,0	0,04	0,0015	0,0004	—	—	0,01	—	> 10,0	0,02
> 4,0	—	0,0003	—	0,01	—	0,006	—	1,5	0,006
> 4,0	—	0,0006	0,00006	0,06	0,0003	0,01	—	2,0 оц.	0,02
> 4,0	0,2	—	—	—	—	0,003	—	0,07	0,01
> 4,0	0,3	0,0004	—	0,06	—	0,006	—	0,5	—
> 4,0	0,06	—	—	—	—	0,004	—	0,08	0,01

Продолжение табл. 6

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Mg	Mn	Mo	Ni	P	K	Sc	Ag
95K 0—10	2,0	6,0	0,002	0,006	0,06	0,3	0,001	—
95K 10—20	2,0	6,0	0,002	0,006	—	0,4	—	—
95K 40—45	2,0	1,0	0,002	0,004	0,06	0,8	0,001	—
95K 45—55	3,0	0,3	—	0,006	0,05	1,0	0,001	—
95K 55—60	4,0	0,6	0,01	0,003	0,1	0,3	0,001	—
95K 270—305	1,0	0,15	0,015	0,0008	0,7	—	—	0,00006
95K	1,5	0,15	0,01	0,002	0,4	—	—	0,00006
97G	1,0	4,0	0,002	—	—	0,3	—	—
106G 0—30	0,6	0,1	0,004	0,0008	—	0,6	—	0,0015
107G 0—30	0,6	0,1	0,003	—	—	0,8	—	0,0008
108G 0—30	0,4	0,1	0,003	—	—	0,6	—	0,0008
108G 173—193	0,6	0,8	0,004	0,0008	—	0,7	—	0,0015
109G 5—35	0,8	0,1	0,004	—	—	1,0	—	0,0006
109G 140—170	0,6	0,2	0,001	—	—	1,0	—	0,0006
111C 122	1,0	0,1	0,003	—	—	1,0	—	0,0006
111D 122	3,0	2,0	0,006	0,008	0,07	0,8	0,001	0,004
117K 200	2,0	0,2	0,01	0,003	—	—	—	—
117K 255	2,0	1,5	0,006	0,002	0,08	—	—	—
117K 322	2,0	0,2	0,004	0,002	0,2	—	—	—
117K 335	2,0	0,2	—	0,002	—	0,6	0,001	—
117K 290—400	3,0	0,2	—	0,004	0,1	0,8	0,002	—
118K 75	2,0	1,0	0,002	0,003	—	0,6	—	0,0001
118K 220	2,0	0,2	0,0015	0,003	—	1,0	—	—
118K 310	2,0	0,15	0,003	0,004	—	0,8	0,001	—
118K 360	2,0	0,2	0,003	0,004	—	0,2	—	—
119K 30—40	1,5	1,0	0,002	0,0008	—	0,3	—	0,004
119K 50—60	0,8	0,2	0,002	—	—	0,6	—	0,001
119K 90	1,0	0,4	0,004	0,002	—	0,6	—	0,006
119K 100	0,6	0,1	0,002	—	—	1,0	—	0,0008
119K 110	0,8	2,0	0,008	0,006	—	0,2	—	0,004
119K 115	1,0	0,1	0,001	0,0006	—	1,0	—	0,0003
119K 220	0,6	0,3	0,003	0,0006	—	0,7	—	0,0006
119K 240	1,0	1,0	0,008	0,002	—	0,8	—	0,002
119K 325—345	0,6	0,15	0,006	0,0008	—	0,6	—	0,0006
119K 345—360	0,8	0,15	0,01	0,0006	—	0,8	—	0,0008
119K 400—430	0,6	0,3	0,003	0,001	—	0,6	—	0,0006
121G 0—30	0,3	0,1	0,003	—	—	0,6	—	0,0006
121G 270—280	0,8	0,2	0,003	—	—	0,6	—	0,001
121G 270—290	1,0	0,8	0,006	0,0008	—	0,6	—	0,001
126P 284—314	0,6	0,1	0,008	0,0008	—	0,6	—	0,003
126P 33—63	0,4	0,1	0,003	—	—	0,6	—	0,0004
161K 0—70	0,8	0,1	0,008	0,0006	—	0,2	—	0,003
161K 70—130	0,6	0,3	0,006	—	—	0,3	—	0,003
161K 130—180	0,8	10,0	0,008	0,0008	0,09	—	—	0,0008

Прочерк означает, что элемент определялся, но не обнаружен. Звездочка означает, что определе жены следующие элементы: Bi, Ce, Hf, Li, Nb, Pd, Pt, Re, Ta, Te, Th, U, Yb. Спектральные анализы

1 Остаток пробы после отжатия илового рассола.

Na	Sr	Tl	Sn	Ti	W	V	Y	Zn	Zr
1,5	0,15	—	—	0,15	—	0,02	—	0,2	0,02
2,0	0,2	—	—	0,1	—	0,015	—	0,15	0,01
2,0	0,2	—	0,00006	0,2	—	0,01	0,004	0,04	0,03
1,5	0,2	—	0,0001	0,4	—	0,01	0,004	0,05	0,04
> 4,0	0,08	—	—	0,2	—	0,01	0,004	0,05	0,01
1,0	0,04	—	—	0,02	0,0002	0,03	0,008	0,15	0,01
2,0	0,04	—	—	0,01	—	0,03	0,008	0,09	—
> 4,0	0,6	—	—	0,01	—	0,004	—	0,08	0,08
> 4,0	—	0,0003	—	—	—	0,004	—	0,6	—
> 4,0	—	0,0002	—	—	—	0,003	—	0,007	—
> 4,0	—	0,0002	—	—	—	0,004	—	0,4	0,004
> 4,0	—	0,0006	—	—	0,0002	0,006	—	1,0	0,02
> 4,0	—	—	—	—	—	0,004	—	0,02	0,008
> 4,0	—	—	—	—	0,0002	0,006	—	0,07	0,02
> 4,0	—	0,0002	—	0,06	—	0,004	—	0,1	0,06
3,0	0,06	0,002	0,00015	0,4	—	0,01	—	0,6	0,04
> 4,0	0,08	—	—	0,03	—	0,008	—	0,02	0,04
> 4,0	—	—	—	0,04	—	0,006	—	0,05	0,04
3,0	—	—	—	—	—	0,01	—	0,01	—
1,0	0,6	—	0,00006	0,2	—	0,008	—	0,015	0,02
2,0	0,1	—	0,00015	0,4	—	0,01	0,004	0,04	0,01
> 4,0	0,1	—	—	0,15	—	0,008	—	0,06	0,02
> 4,0	0,2	—	—	0,08	—	0,01	—	0,05	0,01
> 4,0	0,1	—	0,00006	0,6	—	0,01	0,004	0,03	0,015
> 4,0	0,1	—	0,00006	0,1	—	0,015	0,006	0,02	0,01
> 4,0	0,04	0,0002	—	0,04	0,0002	0,01	—	2,0	—
> 4,0	0,06	—	—	—	—	0,006	—	0,1	0,3
> 4,0	0,2	0,0008	—	0,03	—	0,008	—	2,0	0,006
> 4,0	0,08	0,0002	—	—	—	0,006	—	0,1	0,02
> 4,0	0,4	0,002	—	0,06	0,001	0,015	—	1,5	0,015
> 4,0	0,04	—	—	—	—	0,008	—	0,007	—
> 4,0	—	—	—	—	—	0,002	—	0,008	0,01
> 4,0	0,04	0,0003	—	0,04	—	0,006	—	0,02	0,01
> 4,0	—	—	—	—	—	0,003	—	0,01	0,015
> 4,0	—	—	—	0,02	—	0,008	—	0,015	0,03
> 4,0	—	0,0003	—	—	0,0002	0,01	—	0,03	0,02
> 4,0	—	0,0003	—	—	—	0,003	—	0,05	0,015
> 4,0	—	—	—	—	—	0,003	—	0,01	0,01
> 4,0	—	—	—	—	—	0,004	—	0,006	0,03
> 4,0	—	0,0006	—	0,01	—	0,008	—	1,5	0,01
> 4,0	—	0,0002	—	—	—	0,002	—	0,07	—
> 4,0	0,06	—	—	0,04	—	0,01	—	0,6	—
> 4,0	—	—	—	0,015	—	0,01	—	1,0	0,01
4,0	0,08	—	—	0,4	—	0,01	—	1,0	0,015

нию мешает интерференция с линиями Fe. Во всех пробах также определялись, но не были обнаружены выполнены Ф. Рейсбикком.

Таблица 7

Результаты химических анализов иловых рассолов (мг/л, кроме указанных размерностей)

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Fe^{2+}	Fe (общ.)	Cu^{+}	Cu (общ.)	Cl, г/100 мл	Br	Na, г/100 мл	K, г/100 мл	Ca, г/100 мл
71 15—25	85	138	0,03	0,8	18,5	110	11,1	0,28	0,61
71(b) 59—74	51	66	0,02	0,4	19,0	140	11,0	0,35	0,50
78C 15—25	120	162	Не обн.	0,3	18,5	180	10,3	0,33	0,71
78D	117	174	0,02	0,4	18,8	180	11,0	0,35	0,66
80 25—15	<1	2	Не обн.	0,4	18,3	150	10,2	0,35	0,54
84K 206	21	21	Не обн.	0,5	19,1	150	11,1	0,33	0,64
84K 365—370	16	19	0,30	0,4	19,1	170	10,3	0,34	0,69
84K 400	9	15	0,02	0,8	18,8	60	11,7	0,35	0,50
80P 120—130	7	10	Не обн.	1,2	18,7	140	10,7	0,38	0,43
80 310—320	10	14	0,24	0,3	18,5	170	11,0	0,33	0,55
80 580—595	4	8	0,18	0,6	18,4	160	10,8	0,35	0,52
80 840—850	10	13	0,10	0,7	18,4	110	11,5	0,31	0,53
81P 15—25	21	26	Не обн.	0,7	17,7	110	10,4	0,34	0,44
81P 315—325	20	30	0,03	1,0	18,4	110	10,5	0,35	0,57
81P 605—615	39	57	Не обн.	0,5	18,6	85	11,0	0,35	0,42
81P 855—865	16	25	Не обн.	0,7	18,5	140	10,8	0,34	0,42
82B 15—25	<1	1	Не обн.	Не обн.	2,6	—	1,2	0,04	0,05
84K 143	24	25	0,35	0,6	18,9	170	11,3	0,35	0,64
84K 263	35	39	Не обн.	1,6	19,3	160	11,4	0,40	0,61
84K 0—30	50	60	Не обн.	0,6	19,1	170	11,3	0,40	0,59
84G 89—99	34	41	Не обн.	1,2	18,8	160	11,1	0,43	0,60
84P 290—315	19	25	Не обн.	0,7	18,5	160	11,1	0,43	0,61
84P 595—605	25	53	0,10	0,4	18,7	50	11,3	0,42	0,65
84P 865—875	21	29	0,02	0,6	18,4	140	11,1	0,38	0,56
85K 30	<1	0,1	0,41	0,5	2,3	—	1,1	0,034	0,046
85K 190	<1	1,8	0,14	0,2	2,7	—	1,4	0,040	0,059
85K 258	<1	0,2	0,10	0,1	3,0	—	1,1	0,039	0,049
85K 300	<1	0,3	—	0,2	3,0	—	1,6	0,044	0,063
85K 340	<1	0,4	0,47	0,6	3,0	—	1,5	0,048	0,069
85K 400	<1	2	—	0,2	3,0	—	1,5	0,045	0,070
89C 0—10	93	123	Не обн.	1,1	18,8	170	11,2	0,39	0,62
89C 10—30	94	113	Не обн.	1,3	18,8	—	12,7	0,39	0,59
89C 20—30	98	108	0,14	0,3	18,6	140	10,8	0,42	0,65
95K 0—10	<1	0,3 оц.	—	0,1 оц.	3,0	—	1,2	0,034	0,045
95K 270—305	<1	0,5	—	0,1 оц.	2,3	—	1,1	0,035	0,047
106G 0—30	102	110	0,10	0,1 оц.	18,7	160	10,2	0,40	0,63
107G 0—30	20	38	Не обн.	0,3	18,6	150	10,2	0,40	0,59
108G 0—30	97	119	Не обн.	0,5	18,6	170	11,4	0,42	0,62
109G 5—35	28	49	Не обн.	1,3	18,7	130	10,6	0,32	0,53
109 140—170	24	39	Не обн.	1,1	18,7	160	10,9	0,37	0,61
117K 200	<1	3,6	—	0,2	2,4	—	1,1	0,040	0,049
117K 255	<1	5,4	—	0,1	2,0	—	1,0	0,031	0,045
119K 30—40	49	62	Не обн.	0,1 оц.	18,5	120	10,8	0,42	0,61
119K 50—60	60	73	Не обн.	0,2	18,8	120	10,2	0,41	0,63
119K 90	32	35	Не обн.	0,4	18,7	150	10,3	0,40	0,60
119K 110	33	33	0,01	0,2	18,6	120	10,0	0,40	0,60
119K 240	8	10	0,03	0,4	18,9	130	10,3	0,41	0,62
119K 345—360	<1	3	0,05	0,5	18,9	120	10,5	0,40	0,61
119K 400—430	Не обн.	2	Не обн.	0,2	18,4	120	10,2	0,40	0,60
121G 0—20	121	136	Не обн.	1,2	18,7	130	10,9	0,36	0,58
121G 280—290	19	25	Не обн.	1,5	18,3	130	10,2	0,34	0,55
126P [1] 33—63	89	126	Не обн.	1,7	18,5	130	10,5	0,36	0,58
126P 284—314	74	83	Не обн.	1,5	19,1	140	10,5	0,39	0,58
161K 0—70	1	1	Не обн.	0,7	15,8	180	9,2	0,23	0,52
161K 70—130	7	10	0,10	0,2	17,1	160	9,4	0,36	0,51
161K 130—180	—	2	0,27	0,3	17,1	120	9,0	0,36	0,52
161K 180—275	2	4,1	Не обн.	2,1	17,5	130	9,7	0,39	0,52
161K 275—320	2	10	Не обн.	1,5	17,9	130	10,3	0,43	0,55

[1] Ненадежная проба; материал осажден при нагревании.
[2] Возможно загрязнение, повторное определение не проводилось.
Не обн.— элемент определялся, но не обнаружен. Прочерк — элемент не определялся.
Оц.— приближенная оценка.

Mg	Sr	Mn	Zn	Al	Co	Ni	Ag	B (в боратах)	SO_4^{2-}	SO_2 (мономерная)	PO_4
825	51	99	15	Не обн.	—	—	0,04	10	400	4	19
740	64	71	2,3	5	—	—	Не обн.	12	330	13	13
750	65	109	16,7	2 оц.	—	—	0,05	11	200	14	17
740	57	93	20,5	7	—	—	0,04	11	300	13	13
975	75	151	1,9	2 оц.	—	—	0,08	9	260	3	6
815	61	93	14	2 оц.	—	—	0,05	11	80	25	7
850	63	80	2,3	3 оц.	—	—	0,38	10	310	18	4
825	58	75	0,7	3 оц.	—	—	Не обн.	10	360	14	4
1315	73	29	0,8	6	0,9	0,7	—	13	—	5	4
1300	72	6	1,6	2 оц.	—	—	0,13	14	20	5	2
1265	75	25	2,4	3 оц.	—	—	0,50	13	Не обн.	4	26
745	64	18	1,7	3 оц.	—	—	Не обн.	14	10	4	5
1005	73	21	1,2	5	—	—	0,001	13	20	4	7
1160	76	11	0,7	5	—	—	Не обн.	15	20	13	11
1170	73	8	1,7	5	—	—	Не обн.	16	30	14	17
1140	76	8	1,5	3 оц.	—	—	0,002	15	20	12	11
1470	7	6	0,3	2 оц.	—	—	—	5	—	—	—
815	65	86	35	2 оц.	—	—	0,07	10	110	14	7
870	66	72	19	4 оц.	1,1	0,6	0,02	12	210	21	9
850	65	78	26	6	1,3	0,8	0,02	12	120	12	5
795	66	80	50	4 оц.	1,0	0,8	0,02	9	440	8	5
825	69	84	44	Не обн.	0,9	0,6	0,02	9	600	9	5
840	66	89	32	5	1,9	0,7	—	7	—	13	2
835	58	76	1,2	2	—	—	0,005	12	580	16	13
1245	7	13	0,4	2	Не обн.	0,03 оц.	—	4	—	18	1
1375	8	9	0,5	2	0,03 оц.	0,03 оц.	—	5	—	22	2
1225	7	8	0,4	2	Не обн.	0,06 оц.	—	3	—	27	2
1405	8	6	0,4	2	0,03 оц.	0,06 оц.	—	3	—	37	5
1460	8	8	0,4	2	0,10	0,06 оц.	—	4	—	25	3
1465	8	10	1,9	2	0,13	0,15	—	5	—	13	Не обн.
820	63	85	14,5	8	0,9	0,8	0,14	10	290	10	13
740	66	103	15,1	15	3,4	0,9	0,04	11	300	12	4
800	69	74	20,6	5	1,4	1,0	—	10	630	10	14
1435	7	2	0,1 оц.	2 оц.	Не обн.	0,03 оц.	—	5	—	7	Не обн.
1380	7	6	0,2	2 оц.	Не обн.	0,06 оц.	—	5	—	9	0,1
740	66	93	14,4	4 оц.	1,7	1,0	—	11	390	11	8
775	66	90	5,3	7	1,6	0,7	0,03	11	530	14	3
1665	65	88	14,8	3 оц.	0,9	1,0	0,01	9	280	10	12
690	69	98	3,3	8	4,1	0,9	0,03	9	240	8	Не обн.
820	60	78	18,8	4 оц.	0,9	0,8	0,03	9	310	12	12
1410	7	4	0,3	2	Не обн.	0,1	—	6	—	11	1
1160	6	4	0,4	2	Не обн.	0,1	—	5	—	10	1
840	63	81	18,8	7	1,4	0,9	0,05	12	390	10	3
840	66	81	15,8	3 оц.	2,6	0,7	0,04	12	330	14	9
865	66	79	16,0	2 оц.	1,4	0,9	0,04	11	350	12	7
800	69	81	21,5	3 оц.	2,4	1,4	0,05	12	360	17	6,1
840	69	80	8,7	3 оц.	2,6	0,7	0,05	11	320	11	Не обн.
825	66	73	6,0	3 оц.	2,3	1,4	0,05	10	350	8	1
865	66	36	4,1	2 оц.	1,7	0,5	—	10	320	6	Не обн.
725	60	106	14,0	6	3,5	1,0	0,03	11	420	8	—
765	66	119	3,5	Не обн.	3,4	0,8	6,0 [2]	10	440	14	1
725	66	101	14,0	6	3,5	1,1	0,08	11	400	15	8
725	69	134	7,1	15	—	—	0,04	11	400	19	3
800	65	225	3,0	3 оц.	—	—	0,03	7	770	2	5
740	63	184	11,0	3 оц.	1,4	0,4 оц.	—	9	—	7	1
740	60	205	10,1	2 оц.	1,4	0,1 оц.	—	6	210	5	Не обн.
690	54	249	22,0	Не обн.	2,7	1,1 оц.	0,03	9	320	5	Не обн.
725	66	274	18,4	8	3,4	1	0,03	9	260	7	Не обн.

Анализ степени окисления определяемых элементов оказался сложнее в пробах осадков, чем в иловых водах. Возникла необходимость или селективно растворять нужные компоненты, или проводить общее растворение, так чтобы избежать изменения валентности. При определении железа растворение производилось в холодной 50%-ной HCl. При такой процедуре минералы, за исключением некоторых сульфидов, растворялись без окисления или восстановления железа. Закисное железо и все растворимое в HCl железо определялись спектрофотометрически по излучению с длиной волн 508 нм с использованием 1,10-фенантролина.

Растворение с целью определения закисной меди наиболее успешно осуществлялось посредством выщелачивания неокупроином. Вся закисная медь переходила в раствор в виде комплекса с неокупроином. При этом должна была растворяться также и самородная медь (если только она присутствовала), а окисная медь оставалась в осадке. Для полного выщелачивания меди требовалось около 24 часов. При незначительном содержании закисной меди ее комплекс с неокупроином экстрагировался изоамиловым спиртом и определялся атомно-абсорбционным методом по излучению с длиной волн 3247,5 Å. В случаях же, когда закисная медь присутствовала в больших количествах (раствор имел оранжевую окраску), медьсодержащий комплекс экстрагировался хлороформом и определялся спектрофотометрически по излучению с длиной волн 457 нм.

Для определения содержания растворимого в воде сульфата пробы промывались водой, взбалтывались и отфильтровывались. Все операции производились в атмосфере азота. Сульфат-ион определялся осаждением из фильтра в виде сульфата бария с последующим взвешиванием.

Карбонатность определялась газометрическим способом по видоизмененной методике Орсата (выделение двуокиси углерода при добавлении HCl). В некоторых случаях содержание карбонатов было настолько большим, что CO_2 выделялась в количествах, превышавших верхний предел чувствительности метода. В других случаях совместно с CO_2 выделялось значительное количество H_2S (см. таблицы результатов химического анализа).

Все остальные определения выполнены из навесок высушенных осадков. Высушенные пробы измельчались вручную в фарфоровой ступке.

Суммарное содержание серы определялось весовым методом с осаждением серы в виде сульфата бария. Прибор Леко, предназначенный для анализа серы, оказался неприемлемым для нашего материала. В семи пробах определялось общее содержание серы, растворимой в HCl. При этом были получены величины, значительно превышающие содержание серы, растворимой в воде, что вызвано в основном присутствием в анализированном материале ангидрита.

Определение суммарного содержания кремния в осадках производилось спектрофотометрически, методом молибденовой сини, с использованием длин волн 650 нм. Разложение силикатов производилось посредством сплавления с гидроокисью натрия. Этот сплав насыщался водой, а затем к нему добавлялась HCl до получения pH, равного 1,3. Рассматриваемой методикой определяются количества SiO_2 в пределах от 25 до 400 мкг. В том же растворе методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии по излучению с длиной волн 5535,5 Å определялся барий. С целью уменьшения интерференции к исследуемой пробе добавлялся лантан так, чтобы получить концентрацию его в растворе 1%.

Определение фосфора производилось выпариванием с использованием хлорной кислоты. В результате воздействия этой кислоты весь присутствующий фосфор превращался в фосфат-ион, определение которого затем производилось спектрофотометрическим методом. В свя-

зи с интерференцией линий фосфатиона и железа, присутствующего в пробах обычно в больших количествах, возникла необходимость видоизменить метод молибденовой сини, применяемый для определения фосфора в стали. По этой методике определяется от 20 до 200 мкг фосфора.

Бор, присутствующий в осадках в виде боратов, растворялся в концентрированной HCl. Определение его производилось, так же как в иловых водах спектрофотометрически с использованием карминовой кислоты.

При определении золота выпаривание производилось в плавиковой и хлорной кислотах, а затем в царской водке. Золото осаждалось в виде теллурида и в конечном счете экстрагировалось метилизобутил-кетоном для определения атомно-абсорбционным методом по излучению с длиной волн 2428 Å.

В четырех групповых пробах, полученных смешиванием 51 первичной пробы осадков, определялись золото, платина и палладий. Навески для этих определений получались выпариванием в царской водке и предварительной химической концентрацией. Анализ этих концентратов производился методом эмиссионной спектрографии. Среднее содержание золота в четырех групповых пробах составляет 0,27 млн$^{-1}$. Содержание платины и палладия оказались ниже чувствительности метода (0,01 млн$^{-1}$ Pd и 0,1 млн$^{-1}$ Pt).

Определение содержания растворимого в воде хлора производилось методом, примененным к анализу иловых вод. В нескольких пробах определялось общее содержание хлора. Эти анализы показали, что хлор в осадках присутствовал лишь в виде растворимых в воде солей. Выполненные на нескольких выборочных пробах определения брома показали, что этот элемент присутствует в осадках в количествах ниже чувствительности метода.

Примерно одна десятая часть проб осадков анализировалась на фтор. Навески для этого анализа подготавливались сплавлением с содой. Этот сплав насыщался водой, а затем pH раствора доводился до 7,8 добавлением H_2SO_4. Концентрация фтора определялась на специальном электроде типа Орион. В девяти пробах были установлены значимые содержания фтора, а во всех остальных пробах он присутствовал в количествах ниже оптимальных пределов чувствительности метода.

Остальные определения выполнены методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии. Анализ производился на том же приборе что и анализ иловых вод («Тектрон», модель АА-3), но в этом случае прибор был дополнительно оборудован электронным цифровым регистрирующим устройством. Это значительно увеличивало чувствительность и воспроизводимость всех определений. В табл. 4 приведены перечень элементов, определенных методом атомно-абсорбционной спектрофотометрии, используемые длины волн, горючее и присадки, а также пределы определимости элементов.

Невозможно было определить натрий при содержании его в растворе более 5 млн$^{-1}$. Это затруднение приходилось ликвидировать соответствующим разбавлением навесок.

Такого же рода трудности возникали при определении кальция. Даже при добавлении раствора лантана, устраняющего интерференцию кальция с фосфором, алюминием и кремнием не удавалось определять кальций при содержаниях его более 2 млн$^{-1}$ в растворе. На чувствительность определения кальция оказывала также влияние изменчивость концентраций магния, в связи с чем приходилось доводить навески до стандартных отношений Ca/Mg. Еще одна сложность при анализе была обусловлена высоким содержанием в пробах серы, в связи с чем при выпаривании, вероятно, образовывался сульфат.

В четырнадцати пробах анализ на серебро производился для контроля двумя методами — спектральным и атомно-абсорбционным, нижний предел чувствительности последнего

Таблица 8

Результаты химического анализа осадков (вес.%, кроме указанных в млн$^{-1}$)

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Fe^{2+}, растворимый в HCl	Fe (общ.), растворимый в HCl	Fe (общ.)	Cu^{+}, млн$^{-1}$	Cu (общ.)	SO_4^{2-}, растворимый в H_2O	S (общ.) в виде SO_4^{2-}
71 0—15	1,86	3,90	3,76	10	0,098	0,154	1,26
71 15—25	9,46	20,90	23,80	165	0,663		8,98
71 44—59	2,58	2,16	4,87	3	0,165	0,151	2,59
71 (b) 59—74 pH 5,0	4,03	8,09	9,60	4	0,240	0,245	4,20
78C 0—15	1,14	5,52	6,54	8	0,061	0,137	1,02
			6,61		0,061		
78C 15—25 [а]	2,56	12,40	12,50	11	0,113	0,169	1,79
78D 0—15	2,79	9,37	9,60	8	0,085	0,471	1,13
78D 15—25 [а]	0,326	15,50	14,40	23	0,150	0,174	2,03
80P 0—15	0,79		5,22	0,5	0,021		—
					0,025		
80P 15—25	0,495	7,00	7,50	1	0,020	0,062	0,60
80P 100—120	1,10	4,25	5,00	0,3	0,014		—
80P 290—310	1,05	4,43	4,94	0,2	0,011	0,005	—
80P 310—320	0,71	2,20	5,56	0,1	0,015	0,024	0,09
80P 580—595	0,16		5,31	0,8	0,009	0,036	0,09
80P 595—615	0,96	4,32	4,99	0,5	0,016	0,018	0,08
80P 840—850	0,16	6,00	5,31	0,3	0,012	0,033	0,17
80P 850— 870	1,16	2,64	4,99	0,7	0,016	0,010	0,04
81P 0—15	2,14	5,87	5,15	1	0,014	0,072	0,20
81P 15—25	0,47	3,54	3,13		0,007	0,028	0,03
81P 290—305	3,27	3,64	4,73	0,6	0,014	—	1,60
81P 315—325	2,13	6,23	5,00		0,010	0,018	1,85
							2,04
81P 590—605	2,78	4,39	4,62	0,7	0,016	—	1,65
			4,62		0,016		
81P 605—615	0,369	5,15	5,00	0,2	0,012	—	2,12
					0,012		
81P 855—865	2,17	4,81	5,00	0,1	0,012	—	1,87
							1,87
81P 865—880	2,67	3,71	4,53	0,3	0,018	—	1,79
82B 15—25	0,45	30,80	30,63	25	0,063	1,06	0,81
							0,80
82B 15—25 (дубл.)	0,772	17,30	17,50	6	0,488		8,62
82D	0,34	27,30	34,70	0,7	0,150		0,04
84G 89—99	1,00	34,40	38,80	87	0,125		4,41
84G 99—114	3,28	5,83	6,25	5	0,088	0,354	2,20
84K 0—30	6,43	12,80	13,10	55	0,250	0,171	5,17
			13,10		0,250		5,63
84K 143	2,57	4,34	4,59	156	0,152	0,304	2,76
84K 206	3,85	7,05	6,56	0,5	0,225	0,625	6,02
			6,81				
84K 263	1,58	3,69	7,93	2	1,011	2,93 [б]	54,91
84K 300	4,80	4,98	7,30	0,6	0,999	3,54 [в]	31,69
84K 304	6,43	6,40	7,76	0,1	0,739	1,99 [г]	43,52
84K 310—325	5,77	6,00	8,44	—	0,920	3,60 [д]	39,22
			8,44		0,920		
84K 325—348	8,62	10,20	8,75	—	0,666	4,46	35,99
84K 325—348 (дубл.)	7,86	7,86	7,50	—	1,00		33,36
84K 365—370	5,57	22,70	41,20	56	0,288	1,08	2,40

S (общ.)	Cl	F, млн-1	Na	K	Li, млн-1	Ca	Mg	Sr, млн-1	Ba
0,42	51,9		24,6	1,01	6	1,75	0,288	130	0,069
	52,5								0,069
2,99	17,7	<100	11,2	0,75		1,94	0,375	75	0,044
0,86	50,5	<100	24,4	1,01	6	2,06	0,375	120	—
	50,5								
1,40	41,6	<100	19,6	0,88	5	1,66	0,344	110	0,031
0,34	49,5	<50	24,4	0,97	5	1,41	0,266	110	0,031
			24,6	0,98	5	1,41	0,266	110	
0,60	40,4		22,5	0,96		1,81	0,313	110	0,169
	41,4								
0,38	44,2		23,8	0,92	5	1,72	0,291	110	0,088
0,68	39,0		21,2	0,83		1,75	0,313	120	0,062
—	28,1		16,1	0,74	8	5,13	1,41	220	0,100
0,20	12,0		7,5	0,75		12,2	1,58	610	0,100
	11,7			0,79					
—	1,37	<100	8,1	0,86	8	16,9	1,82	660	0,119
—	14,4		8,4	0,83	8	16,9	1,79	560	0,119
0,03	7,6		4,1	0,87	9	20,0	2,02	680	0,056
0,03	7,0		4,4	0,81		18,1	1,95	700	0,138
0,03	14,0	180	8,0	1,12	11	18,9	1,72	640	0,050
0.06	6,5		4,4	0,88		17,2	2,08	680	0,088
				0,87					
0,01	13,2		7,9	1,04	11	18,1	1,75	700	0,062
0,07	17,4		9,5	0,79	11	14,4	1,99	440	0,081
0,01	6,7		5,0	0,96		20,5	1,88	700	0,094
	6,8		4,6						
0,53	16,8	170	10,1	0,82	8	15,0	1,60	420	0,300
	16,4								
0,62	10,4		6,0	0,87		17,5	1,88	620	0,081
0,68									0,081
0,55	17,7		10,2	1,04	10	14,8	1,47	440	0,088
			10,4		10	14,8	1,50	430	
0,71	10,5		6,2	0,96		17,8	1,56	860	0,050
			6,2			17,8			
0,62	9,8		5,6	0,87		17,5	1,25	840	0,099
0,62									
0,60	16,8	180	9,7	1,12	10	15,4	1,53	420	0,138
				1,08					
0,27	12,1		6,9	0,46		1,25	1,25	110	0,194
0,27	12,4								
2,88	22,8		13,1	0,75		11,6	0,56	100	0,194
0,01	5,3		2,9	0,17	2	0,81	2,06	30	0,088
1,47	3,1		1,2	0,21		0,56	0,75	180	0,200
0,73	47,7	<50	28,8	0,813		1,87	0,28	90	0,062
	47,2								
1,73	36,2		20,0	0,87		1,69	0,38	110	0,081
1,88			20,0	0,83		1,69		120	
0,92	46,9		26,2	1,04	5	1,28	0,48	120	0,025
2,01	44,0		27,3	1,42	5	1,44	1,19	100	0,038
18,32	12,3	160	7,1	0,27	5	8,90	1,56	140	0,031
9,83	27,9		16,9	0,79	8	4,00	2,00	120	0,125
14,52	21,1		11,9	0,54	5	6,56	1,25	150	0,019
13,08	19,5		11,9	0,44		8,40	1,58	160	0,038
			11,9	0,38		7,95	1,60	160	
12,01	16,1		9,4	0,50		5,00	0,62	120	0,188
11,13	24,7		13,1	0,70		3,13	1,25	40	0,031
	23,0								
0,80	15,4		10,0	0,37		1,56	0,56	60	0,069

Продолжение табл. 8

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Fe^{2+}, растворимый в HCl	Fe (общ.), растворимый в HCl	Fe (общ.)	Cu^{+}, млн$^{-1}$	Cu (общ.)	SO_4^{2-}, растворимый в H_2O	S (общ.) в виде SO_4^{2-}
84K 365—370	3,64	28,00	27,20	0.5	0,20	2,48	6,65
1) 84K 400 е	5,45	21,10	20,30	0,2	0,132	0,117	
2) 84K 400 е	2,43	30,50	30,30	13	0,135	3,03	3,07
80P 120—130	1,56	4,90	5,00		0,013	0,010	0,12
84P 290—315	4,26	10,50	14,40		0,017		8,13
							7,88
84P 315—345	2,62	3,85	3,42	5	0,184	0,610	3,39
84P 580—595	4,03	4,44	6,75	4	0,470	3,06	21,12
					0,470		
84P 595—605	5,36	6,24	8,13	244	0,032	5,14	37,30
84P 850—865	1,56	31,90	43,10	—	0,310	0,288	1,51
84P 865—875	2,76	50,20	52,50	6	0,388	0,019	1,73
85K 30, слой 6	1,06	43,10	40,00	205	0,255	0,666	0,97
85K 135	14,60	16,40	16,20	387	1,70	1,31 ж	8,19
85K 170	2,24	38,50	35,00	431	0,563	0,758	1,91
85K 70, слой 6	1,59		27,50	1330	0,250	2,22	1,91
							2,00
84K 190, слой 5	1,45	45,60	47,50	22	0,050		0,34
85K 200, слой 5	0,629		28,70	40	0,059		1,42
85K 280	0,757	40,60	40,00	103	0,039	1,59	1,43
85K 300, слой 3	17,20	42,00	40,00	73	0,183	1,39	1,50
					0,175		
85K 340, слой 2	2,02	22,10	40,00	10	0,275		0,56
85K 360, слой 2	7,00	33,80	33,10	42	0,310	0,777	1,56
85K 258, слой 4	0,598	27,90	40,00	55	0,063	0,273	0,56
85K, слой 1	14,10	15,90	20,60	15	3,34	0,100 з	62,7
89C 0—10	4,50	6,72	7,81	393	0,17	0,208	2,78
					0,17		
89C 10—30	5,71	15,20	15,50	12	0,338	0,154	4,76
89C 0—20	1,16	2,74	2,75	24	0,050	2,35	33,20
							33,46
89C 20—30	5,51	15,00	16,00	1	0,175		22,60
94C 130—145	0,13	0,51	0,40	28	0,021	1,96 и	43,6
95K 0—10	2,72	8,68	8,75	0,3	0,025	0,05	0,02
			9,38		0,025		
95K 10—20	0,088	5,76	6,25	0,8	0,009	0,32	0,11
95K 40—45	3,11	7,01	7,50	0,6	0,007		0,14
95K 45—55	0,239	3,95	4,38	0,2	0,008	0,328	0,29
95K 55—60	0,458	14,50	23,10		0,006	0,566	0,79
95K 270—305	2,00	45,40	45,00	29	0,075	0,497	2,15
95K	0,965	28,80	37,00	57	0,100	1,33	3,00
A) 97G к	0,284	3,32	13,10		0,025	0,087	1,21
B) 97G к			3,13		0,025		1,06
106G 0—30	2,09	3,35	4,38	23	0,138	0,646	2,90
					0,138		
107G 0—30	0,58	3,83	3,88	3	0,050	0,655	1,68
108G 0—30	1,77	3,98	5,63	21	0,088	0,103	1,39
108G 173—193	1,26	1,46	3,75	5	0,125	0,189	3,83
							4,06
109G 5—35	0,93	3,97	5,63	5	0,025	0,232	0,20
109G 140—170	0,348	0,72	3,44	0,1	0,049	0,317	0,98
					0,049		
111C 122	1,62	4,98	5,63	3	0,063	0,164	0,73
111D 122	3,20	3,20	6,88	8	0,450	0,329	14,84
117K 200	1,32	32,60	33,80	1	0,004	0,901	0,92
117K 255	2,12	31,20	34,40	3	0,009	1,21	0,95
117K 322	0,638	23,50	34,40	3	0,002	0,816	0,77

S (общ.)	Cl	F, млн-1	Na	K	Li, млн-1	Ca	Mg	Sr, млн-1	Ba
2,22	25,4		14,6	0,58	2	2,05	0,44	60	0,188
			14,4	1,29	—	6,56	0,50	1250	0,438
1,02	20,5		12,6	0,42	2	2,13	0,84	440	—
0,04	7,9		5,0	0,87		18,1	1,94	740	0,062
2,71	26,7	90	15,6	1,33		1,63	0,63	240	0,275
2,62	26,3								
1,13	47,6		28,6	1,25	9	1,48	0,34	270	0,188
7,04	30,4		18,3	0,87	6	3,75	0,41	230	0,312
	30,3		18,1		6	3,75	0,38	230	
12,44	12,5		6,9	0,33		16,0	0,69	330	0,131
0,50	16,8		10,0	0,31		1,46	0,42	30	0,062
0,58	7,3	180	4,1	0,12		2,29	0,45	<20	0,112
	7,0								
0,32	7,7		4,4	0,25		0,63	0,80	420	0,431
									0,444
2,73	9,5		5,6	0,25		0,94	1,50	520	1,38
0,64	7,7		4,4	0,25		0,47	0,70	1620	1,20
0,64	22,1		12,5	0,50		0,80	1,40	190	0,256
0,67									
0,11	4,2	280	2,5	0,12		0,23	0,50	80	0,400
0,47	16,8		8,8	0,54	2	0,44	1,00	130	0,250
			9,2	0,58	2	0,44	1,00	150	
0,48	15,3		8,0	0,71	3	0,50	0,81	60	0,062
	15,1								
0,50	14,2		7,6	0,50	2	0,39	0,81	140	0,412
			8,1						
0,19	2,8		1,5	0,25		0,94	0,83	140	0,469
0,52	7,4	180	3,8	0,50		0,96	1,50	180	0,312
	7,4								
0,18	5,6		3,1	0,125		0,39	0,48	130	0,588
20,92	3,0		0,6	0,063		1,53	1,06	40	0,125
0,92	41,8		23,8	1,00		2,19	0,44	110	0,012
			23,8	0,94		2,06	0,34	100	
1,58	25,4		15,3	0,92	5	0,44	0,47	100	0,048
11,08	26,0	<50	15,6	0,44		18,2	0,15	230	0,112
11,16									
7,54	13,0		8,1	0,34		14,6	0,30	120	0,162
14,53	17,9		8,8	0,31		13,6	0,14	160	0,019
1,9			1,2	0,38		21,9	1,80	880	0,044
			1,2			22,1	1,87	880	
4,9			3,8	0,83		18,5	1,83	420	0,019
0,05	3,3	300	1,9	0,47		25,0	1,87	1050	0,075
0,10	2,6		1,9	0,75		22,4	2,08	1000	0,069
0,26	11,0		6,2	0,62		7,08	1,67	210	0,262
0,72	5,3		3,0	0,22		2,50	1,18	180	0,094
1,00	9,7		5,2	0,31		2,08	1,46	140	0,650
0,40	29,1	120	16,2	0,62		2,08	0,42	2120	2,00
0,35	50,0		29,4	1,4		1,63	0,38	1880	0,688
0,97	49,1		28,8	0,78		2,08	0,30	130	0,225
			30,0	0,81			0,30	130	
0,56	49,7		32,5	0,81		1,87	0,30	120	0,044
0,46	47,2		28,8	0,56		1,87	0,28	120	0,019
1,28	44,3		28,1	1,10		1,94	0,25	120	0,044
1,35	45,2								
0,07	49,0	50	30,6	1,00		1,66	0,19	120	—
			27,5	1,50		1,89	0,36	130	—
			26,9	1,38		1,87	0,36	130	
0,24	47,2		28,1	1,1		1,56	0,25	110	—
4,98	7,7		3,8	0,9		9,38	1,06	150	0,144
0,31	10,0		4,4	0,2		2,88	0,94	120	—
0,32	8,9		4,4	0,2		2,09	1,00	60	—
0,26	11,8		6,2	0,2		1,31	1,00	60	—

Продолжение табл. 8

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Fe^{2+}, растворимый в HCl	Fe (общ.), растворимый в HCl	Fe (общ.)	Cu^{+}, млн$^{-1}$	Cu (общ.)	SO_4^{-2}, растворимый в H_2O	S (общ.) в виде SO_4^{2-}
117K 335	0,903	2,58	2,50		0,013	0,092	0,08
			2,50		0,012		
117K 290—400	1,64	3,72	7,50		0,013	0,084	0,30
118K 75	2,13	4,54	6,25	0,3	0,012	0,102	1,10
118K 220	1,31	2,54	3,75	0,2	0,011	0,108	4,04
118K 310	2,67	3,75	5,00	—	0,005	0,044	3,50
118K 360	1,25	18,10	16,90	0,8	0,014	0,037	1,10
119K 30—40	7,23	15,80	15,00	1	0,400		1,46
119K 50—60	2,69	6,03	5,63	1	0,075	0,208	0,43
119K 90	4,49	10,80	13,80	2	0,288		6,14
119K 100	1,05	1,15	3,13	2	0,063	0,163	1,25
			3,13		0,063		
119K 110	6,36	6,42	11,90	39	0,563	0,132	12,57
119K 115	0,536	0,65	1,88	42	0,088	0,120	0,29
119K 220	0,92	5,45	5,63	3	0,050	0,167	0,40
119K 240	1,76	5,64	14,40	—	0,238	0,012	1,99
119K 325—345	0,45	4,51	6,25	1	0,100	0,165	0,51
			6,25		0,100		
119K 345—360	1,63	12,30	15,60		0,150	0,061	0,81
119K 400—430	3,16	6,75	8,75	2	0,130	0,581	2,28
121G 0—30	0,051	3,47	7,50	3	0,050	0,041	0,86
121G 270—280	0,056	2,99	6,88	2	0,075	0,080	0,51
121G 270—290	0,831	12,31	13,80	2	0,075	0,058	0,37
			13,75		0,074		
126P 284—314	5,09	11,00	12,50	47	0,200	0,081	5,07
126P 33—63	0,895	6,82	6,25	51	0,050	0,145	0,73
161K 0—70	2,65	25,50	26,20	97	0,213	—	1,25
161K 70—130	2,74	3,02	29,38	133	0,300	—	1,78
161K 130—180	0,487	25,60	24,40	268	0,01	0,013	0,14
			24,40		0,150		
84K 143 л	4,08	4,14	4,38	90	0,175	0,158	2,76
84P 315—345 л	3,20	3,38	3,75	125	0,188	0,311	
85K 70, слой л 6	2,20	37,20	25,00	1893	0,263	1,380	2,00
85K 280 л	1,67	40,80	38,80	95	0,038	0,926	

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Zn	Pb, млн$^{-1}$	Mn	Cr, млн$^{-1}$	Ni, млн$^{-1}$	Co, млн$^{-1}$	Cd, млн$^{-1}$
71 0—15	0,66	140	0,038	20	25	43	30
						38	26
71 15—25	4,13	880	0,120	18	25	195	198
71 44—59	1,42	240	0,032	10	16	62	53
71(b) 59—74 pH 5,0	1,72	320	0,051	12	19	68	87
78C 0—15	0,27	120	0,052	8	10	30	13
	0,28	130	0,052	8	10	31	13
78C 15—25 а	0,27	180	0,375	8	11	45	19
78D 0—15	0,55	180	0,150	9	12	41	26
							27
78D 15—25 а	1,05	260	0,155	8	9	51	58
80P 0—15	0,12	59	8,00	18	30	13	12
				20	25		

S (общ.)	Cl	F, млн⁻¹	Na	K	Li, млн⁻¹	Ca	Mg	Sr, млн⁻¹	Ba
0,03	1,7	1,3	0,5			25,0	1,50	5000	—
	1,8	1,4	0,6			25,0	1,56	5620	
0,10	2,0	1,2	0,7			15,6	2,69	1250	—
0,37	26,7	15,6	1,0			10,9	1,90	620	0,106
	26,7								
		13,8	0,7			14,1	0,94	620	0,019
1,17	21,8	13,1	1,0			9,38	1,50	1250	0,081
0,37	27,1	15,6	0,7			7,81	0,75	210	—
0,98	20,7	13,1	0,6			6,25	0,69	144	0,081
0,14	46,8	28,1	0,9			2,44	0,38	180	0,144
2,05	23,6	15,0	0,8			2,56	0,50	620	0,456
0,42	48,3	29,4	1,3			1,63	0,25	280	0,125
		29,8	1,3			1,63	0,25	280	
4,19	15,7	9,4	0,6			1,75	0,38	3750	0,350
0,10	52,0	32,5	1,0			1,63	0,25	190	0,019
0,13	44,1	29,4	0,9			1,69	0,25	130	0,044
	45,7								
0,66	38,4	17,5	1,3			1,31	0,56	150	0,125
0,17	46,1	29,4	1,1			1,44	0,25	90	0,025
		30,6	1,1			1,50	0,25	90	
0,27	37,6	16,9	1,9			1,00	0,44	60	—
		16,2							
0,76	37,8	23,9	1,0			1,69	0,38	110	0,050
	38,5	23,8	0,9			1,59	0,39	120	
0,29	47,2	29,4	0,90			1,69	0,19	80	—
0,17	46,1	28,1	1,1			1,63	0,50	80	—
0,12	36,9	23,8	1,06			1,50	0,50	80	—
		24,4	1,06			1,49	0,50		
1,90	35,6	22,5	1,3			1,44	0,31	70	—
0,24	47,8	30,6	1,1			1,94	0,38	80	—
0,42	21,4	12,5	0,7			2,00	0,31	110	0,062
	21,4		0,7						
0,59	19,2	11,2	0,7			1,13	0,38	80	0,062
0,05	9,4	6,2	0,5			2,00	0,56	170	0,125
		5,6	0,5			2,00	0,56	160	
0,92		28,8	1,3			1,88	0,44	90	0,025
		30,0	1,2			1,88	0,25	270	0,375
0,67	14,2	10,0	0,7			0,69	1,19	130	0,169
		10,0	0,5			0,50	0,81	50	0,062

Mo, млн⁻¹	Al	SiO_2	PO_4	B (бораты, растворимые в HCl), млн⁻¹	CO_3^{2-}	H_2O	Au	Ag, водное, млн⁻¹	Ag, экстрагированное, млн⁻¹
83	0,13	2,25	0,034	51	0,05	70,1	0,36	10	
100	0,72	5,75	0,120		3,37	46,1	1,3	54	65,8
90	0,19	3,75	0,040		0,04	63,4	0,28	12	
	0,22	6,50	0,089		0,04	65,6	0,59	23	
			0,077						
69	0,13	3,13	0,052		—	69,3	0,17	6	
	0,13	3,38				67,4			
59	0,24	6,25	0,084	64	1,39	65,5	0,33	10	
				63					
90	0,22	4,60	0,066		0,06	66,8	0,28	8	
53	0,25	7,25	0,109		0,85	63,7	0,15	15	
53	0,93	7,88	0,215		8,24	55,0	0,28	—	

Продолжение табл. 8

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Zn	Pb, млн-1	Mn	Cr, млн-1	Ni, млн-1	Co, млн-1	Cd, млн-1
80P 15—25	0,29	120	7,44	3	50	35	12
80P 100—120	0,058	67	0,466	32	53	30	5
80P 290—310	0,049	65	0,455	32	53	30	4
80P 310—320	0,042	67	0,511	35	56	34	4
	0,040						
80P 580—595	0,046	50	0,500	53	60	35	3
80P 595—615	0,052	40	0,625	35	55	29	13
80P 840—850	0,053	55	0,750	60	55	35	2
80P 850—870	0,052	35	0,266	35	55	27	7
81P 0—15	0,036	59	0,944	42	60	34	5
81P 15—25	0,031	70	0,500	50	49	32	2
81P 290—305	0,046	65	0,278	29	63	28	4
						25	
81P 315—325	0,049	60	0,500	40	50	30	3
81P 590—605	0,055	35	0,276	35	75	24	7
	0,055	35	0,277	35		25	7
81P 605—615	0,049	60	0,375	60	50	29	2
	0,049	60	0,375	60	50	30	
81P 855—865	0,045	60	0,192	70	56	32	2
81P 865—880	0,050	40	0,279	35	50	26	9
82B 15—25	0,588	210	9,69	20	14	22	4
82B 15—25	3,56	6,20	0,250	15	33	113	144
82D	0,410	160	13,44	20	25	28	22
84G 89—99	0,970	500	10,31	30	14	22	4
84G 99—114	0,488	200	0,075	2	14	41	14
84K 0—30	1,92	370	0,065	35	17	91	69
	1,94	380	0,065		18	93	72
84K 143	0,860	170	0,097	8	15	48	39
84K 206	0,565	270	0,153	10	15	56	29
84K 263	10,06	450	0,014	10	49	198	313
84K 300	1,39	320	0,038	10	55	117	134
84K 304	4,66	400	0,032	15	35	136	130
84K 310—325	3,84	220	0,110	19	60	115	140
	3,86	220	0,120	20	60	110	143
84K 325—348	2,27	70	0,750	45	40	75	65
84K 325—348	5,25	280	0,250	85	65	135	185
84K 365—370	0,055	90	0,125	30	14	29	4
84K 365—370	0,044	30	0,288	10	20	44	10
1) 84K 400 e	0,025	35	0,16	10	25	25	4
	0,042						
2) 84K 400 e	0,040	65	0,130	14	18	40	5
	0,042	67	0,160	25	25		6
80P 120—130	0,045	70	0,030	45	55	33	3
84P 290—315	1,33	750	0,100	55	29	119	74
84P 315—345	1,22	160	0,080	10	15	38	82
84P 580—595	2,35	380	0,283	15	30	76	88
	2,35	390	0,279	15	30	74	89
84P 595—605	2,25	280	0,155	10	52	105	107

Mo, млн⁻¹	Al	SiO_2	PO_4	B (бораты, растворимые в HCl), млн⁻¹	CO_3^{2-}	H_2O	Au	Ag, водное, млн⁻¹	Ag, экстрагированное, млн⁻¹
47	1,70	12,50 12,50	0,279		12,57	40,1	0,083	5 6	
48	2,20	15,33	0,261		Оч. много	38,1 41,9	0,047	—	
48	2,20	12,98	0,248		29,4	40,8	0,16	—	—
23	2,40	3,25	0,304 0,313		Оч. много	26,7	0,16	—	
12	2,60	10,31	0,322			24,4	—	—	
83	2,20	10,25	0,258		Оч. много	35,6	0,055	—	
75	2,00	7,38	0,279			25,9	—	—	
50	2,20	12,80	0,258		30,3	45,0	0,063	—	
56	2,20	11,34	0,227	59	Оч. много	64,0	0,20	—	
13	2,80	7,00	0,304	37		24,4	0,083 0,035	— —	
69	2,00	12,36	0,261		26,2 24,6	44,0	0,12	—	
17	2,20	8,00 8,00	0,313			36,6	0,021	—	
45	1,90 1,90	4,60	0,254		Оч. много	44,0 41,5	0,079	—	
17	2,30	7,75	0,331			32,6	—	—	
13	1,80	8,13	0,314		19,57	31,1	—	—	
45	1,90	4,39	0,264		Оч. выс.	42,9	0,16	—	
59	0,33	6,38	0,739 0,744		1,85	76,9	0,10	—	2,3
87	0,31	8,88	0,141		3,11	52,5	1,2	48	
60	0,28	4,49	0,736 0,744		2,60	63,5	0,28	—	
30	0,29	8,38	0,665 0,698	189	1,77	51,9	0,48	—	
40	0,11	3,06	0,037	38		69,3	0,13	15	
94	0,35 0,35	6,88	0,096			62,6	0,28	35	19 25
48	0,19	5,88	0,034		0,31	67,6	0,40	16	
140	0,26	6,13	0,055 0,052		1,01	71,2	0,66	17	
1290	0,72	9,50	0,074			34,9	5,6	109	
415	0,47	6,84	0,077	31	1,62	57,4	2,5	31	
570	0,25	6,25 5,75	0,043	19	5,72	46,4	3,3	31	
189 225	0,31 0,33	6,75	0,049		2,20	48,6	3,2	27	
292	0,52	5,00	0,061	32		57,6	0,35 0,31	33	
458	0,72	8,25	0,089			50,0	1,9	71	
220	0,23	4,50	0,138			42,5	0,49	5	
280 207	0,22 0,18	2,85 7,38	0,080		0,70	51,4 50,8	0,35	5	4,8
332	0,25		0,104		1,85	49,4	0,32	—	
17	2,90	13,13	0,310 0,297			28,8	—	—	
58	0,34	7,50	0,086			55,6	0,85	42	
45	0,18	4,25	0,031		0,72 0,83	71,0	0,40	22	
120 125	0,24 0,23	8,50	0,061		2,47	59,1	1,0	37	
147	0,29	9,75	0,074			34,8	1,0	42	

Продолжение табл. 8

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Zn	Pb, млн-1	Mn	Cr, млн-1	Ni, млн-1	Co, млн-1	Cd, млн-1
84P 850—865	0,025	65	0,150	23	15	65	4
84P 865—875	0,013	40	0,130	24	19	52	—
85K 30, слой 6	0,813	620	0,588	17	14	26	2
85K 135	3,53	2000	1,89	14	10	15	376
85K 170	0,750	880	1,50	7	27	26	24
85K 70, слой 6	0,750	500	0,500	10	10	12	—
85K 190, слой 5	0,875	250	4,13	19	9	29	3
85K 200, слой 5	0,595	250	3,75	15	15	25	9
	0,595	240	3,75	15	15	25	9
85K 280	0,375	250	0,472	20	20	24	11
85K 300, слой 3	0,344	55	0,192	20	15	25	6
85K 340, слой 2	0,844	320	0,245	20	19	27	22
85K 360, слой 2	0,400	150	4,21	29	25	35	4
85K 258, слой 4	0,688	620	1,00	17	14	29	3
85K, слой 1	20,0	220	4,98	23	40	70	600
89C 0—10	1,54	220	0,066	15	15	70	50
	1,54	220	0,067		15	75	51
89C 10—30	2,13	260	0,162	15	25	139	86
89C 0—20	0,188	60	0,120	14	10	23	—
89C 20—30	0,719	240	0,145	17	51	104	26
94C 130—145	0,086	45	0,006	5	10	10	50
95K 0—10	0,281	54	6,25	39	77	32	—
		58	5,98	36	75	33	
95K 10—20	0,740	65	5,80	27	75	40	51
95K 40—45	0,063	30	0,875	46	58	27	2
95K 45—55	0,050	35	0,500	66	62	32	—
95K 55—60	0,063	23	0,375	49	36	26	—
95K 270—305	0,375	47	0,150	17	35	62	—
95K	0,175	63	0,140	22	36	65	2
A) 97G к	0,138	22	4,00	4	13	15	2
B) 97G к	0,023	50	0,040	25	20	20	5
106G 0—30	0,906	190	0,080	9	13	55	31
	0,906	190	0,040	10	13	58	31
107G 0—30	0,013	100	0,060	7	9	30	—
108G 0—30	0,500	130	0,065	4	9	33	23
108G 173—193	1,17	240	0,500	5	40	60	55
109G 5—35	0,038	65	0,065	5	20	20	8
109G 140—170	0,150	90	0,150	3	15	25	8
	0,150	90	0,140	3	20	25	8
111C 122	0,275	120	0,030	5	20	25	20
111D 122	1,88	480	1,75	50	90	65	75
117K 200	0,028	30	0,150	30	50	50	3
117K 255	0,038	30	1,13	20	35	65	3
117K 322	0,010	35	0,125	25	40	40	3
117K 325	0,016	50	0,375	30	50	25	3
	0,017		0,375	35	45	25	3
117K 290—400	0,030	45	0,250	167	70	40	3
118K 75	0,075	45	0,750	25	50	25	5

Mo, млн⁻¹	Al	SiO_2	PO_4	B (бораты, растворимые в HCl), млн⁻¹	CO_3^{2-}	H_2O	Au	Ag, водное, млн⁻¹	Ag, экстрагированное, млн⁻¹
219	0,16	4,38	0,098		1,48	33,9	0,30	8	
136	0,22	3,38	0,212			25,4	0,47	8	
			0,208						
34	0,36	6,26	0,334	39	1,09	69,8	0,54	74	
		5,61							
83	1,10	11,13	0,028		9,23	79,2	5,0	250	260
								225	295
57	0,32	6,95	0,325			72,9	0,89	30	
28	0,13	3,89	0,221		0,39	87,4	0,62	22	
82	0,22	8,13	0,500			58,2	0,36	—	
			0,475						
95	0,16	4,50	0,331		0,33	81,9	0,19	—	
100	0,17								
95	0,14	3,38	0,228	97	0,06	83,4	0,35	—	
75	0,21	4,70	0,521		—	81,2	0,44	16	
9	0,62	7,25	0,724			29,8	0,56	31	
81	1,90	3,68	0,454			70,4	0,61	10	10
		3,78							
37	0,08	3,38	0,368		—	44,4	0,18	—	
			0,337						
156	0,33	2,88	0,058	26		14,4	4,3	90	
							4,1		
113	0,31	7,63	0,067		0,93	66,7	0,40	18	
125	0,33								
140	0,55	4,00	0,159		2,57	56,1	0,68	30	32
									35
—	0,69	1,94	0,15	27	0,69	53,4	0,035	—	
45	0,38	9,40	0,116		2,88	40,6	0,40	16	
63	0,015	1,00	—	14	—	37,4	0,14	6	
		1,50							
17	1,50	7,96	0,533		Оч. много	36,7	0,057	—	
	1,50								
99	1,30	8,25	0,362		31,1	62,7	—	—	
		7,63							
9	2,20	11,54	0,408		Оч. много	54,9	—	—	
9	3,00	5,31	0,276		Оч. много	50,7	0,036	—	
62	0,32	9,80	0,331		4,86	64,4	—	—	
79	0,49	4,49	1,23		2,24	45,5	—	—	
88	0,51	9,73	1,43		3,11	80,0	0,036	—	0,5
9	0,20	5,93	0,043		0,10	67,8	—	—	
			0,043						
—	0,05	7,00		38		72,2	—	5	
22	1,90	3,48	0,040		0,43	67,8	0,36	13	
		3,78							
9	0,075	2,86	0,015		—	70,2	0,13	6	
20	0,16	3,99	0,049		—	57,5	0,22	10	
37	0,16	5,96	0,061		0,97	30,2	0,25	12	
21	0,038	4,24	0,245	250	—	71,3	0,11	6	4,9
—	0,14	8,85	0,043		0,38	30,9	0,069	5	
	0,16								
21	0,11	5,39	0,055		1,36	74,4	0,063	8	
141	1,90	6,84	0,279		Оч. много	53,0	0,66	38	
50	0,36	4,43	0,472		3,90	71,3	—	—	
17	0,38	5,59	0,383		1,84	77,8	—	—	
		5,59	0,386					—	
33	0,24	4,14	1,01		0,68	71,4	—	—	
			0,929						
—	1,60	13,00	0,218			47,0	0,035	—	
	1,60								
—	4,50	7,99	0,307	66		42,3	—	—	
8	1,10	8,79	0,190		11,09	42,8	0,057	—	0,5

Продолжение табл. 8

Индекс пробы и глубина от поверхности дна, см	Zn	Pb, млн$^{-1}$	Mn	Cr, млн$^{-1}$	Ni, млн$^{-1}$	Co, млн$^{-1}$	Cd, млн$^{-1}$
118K 220	0,038	30	0,250	20	55	30	3
118K 310	0,038	35	0,135	40	65	35	3
118K 360	0,025	45	0,195	20	65	50	5
119K 30—40	1,50	280	0,875	25	40	70	100
119K 50—60	0,163	75	0,100	5	30	20	10
119K 90	1,46	250	0,500	20	50	135	65
119K 100	0,250	140	0,035	4	20	35	15
	0,250		0,035	4	20	40	15
119K 110	1,42	1120	2,00	40	80	105	70
119K 115	0,013	45	0,065	2	15	15	5
119K 220	0,016	70	0,375	45	25	20	3
119K 240	0,016	140	0,875	20	45	60	8
119K 325—345	0,016	75	0,115	10	30	25	5
	0,016	75	0,115	15	30	20	5
119K 345—360	0,023	115	0,165	15	35	30	5
119K 400—430	0,035	120	0,250	18	30	30	3
						30	3
121G 0—30	0,050	120	0,080	5	25	30	5
121G 270—280	0,016	85	0,250	5	40	25	5
121G 270—290	0,013	60	0,500	20	30	25	3
	0,013	65	0,530	13	30	25	5
126P 284—314	1,25	380	0,088	10	40	65	63
126P 33—63	0,173	100	0,050	5	20	25	8
161K 0—70	1,10	380	2,00	20	50	35	48
161K 70—130	1,62	250	0,375	25	55	35	68
161K 130—180	1,10	750	12,50	40	40	40	6
	1,33	750	12,50		45	40	
84K 143 л	0,541	180	0,090	10	25	55	58
84P 315—345 л	1,67	210	0,075	5	20	45	93
85K 70, слой 6 л	0,625	620	0,625	50	50	20	8
85K 280 л	0,350	250	1,00	45	80	25	8

Одинаковый номер имеют разные навески, полученные при двукратном выпаривании одной пробы. Прочерк в колонке означает, что элемент определялся, но не обнаружен; пустое место — элемент не определялся.

[а] Остаток после отжимания рассола.

[б] Содержание SO_4, растворимого в HCl, составляет в этой пробе 21,8%.

[в] Содержание SO_4, растворимого в HCl, составляет в этой пробе 9,91%.

[г] Содержание SO_4, растворимого в HCl, составляет в этой пробе 20,6%.

[д] Содержание SO_4, растворимого в HCl, составляет в этой пробе 20,3%.

5 млн$^{-1}$ Ag в сухом осадке. В четырнадцати контрольных пробах содержания серебра колебались в пределах почти всего интервала концентраций этого элемента, установленного в осадках. Навески для анализа на серебро готовились выпариванием с плавиковой и азотной кислотами и анализировались по методике, описанной в разделе, посвященном иловым водам.

Повторные навески посредством выпаривания были получены примерно для 50% проб осадков. Результаты анализа этих навесок совместно с первичными данными приведены в табл. 8. В общем видна хорошая сходимость анализов, что свидетельствует об удовлетворительности принятых методов измельчения, сокращения и выпаривания проб.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Химические и спектральные анализы показали, что в осадках и иловых водах глубоководных впадин

Mo, млн⁻¹	Al	SiO_2	PO_4	B (бораты, растворимые в HCl), млн⁻¹	CO_3^{2-}	H_2O	Au	Ag, водное, млн⁻¹	Ag, экстрагированное, млн⁻¹
21	1,20	8,19	0,285			52,3	—	—	
		7,99							
50	2,30	10,01	0,218			49,0	—	—	
50	1,00	7,23	0,628		5,33	55,0	—	—	
46	0,56	11,36	0,242		6,59	48,4	0,37	47	35
—	0,12	5,96	0,061	41	0,66	69,5	0,13	9	
50	0,46	9,24	0,236		2,60	52,3	0,35	60	
—	0,63	6,35	0,024		6,30	70,9	0,071	7	
	0,69								
166	0,94	7,89	0,196		8,76	40,4	1,1	41	
			0,193						
—	0,10	4,63	0,064		0,87	71,4	0,063	—	
37	0,10	6,74	0,040		1,36	68,4	0,091	5	
125	0,47	7,00	0,116	53	2,39	56,1	0,40	26	
83	0,16	7,00	0,043		—	66,9	0,11	6	
83									
125	0,25	5,75	0,292		8,24	59,1	0,10	12	
42	0,23	10,63	0,126		3,45	65,2	0,23	—	
	0,22								
42	0,094	3,75	0,049		0,30	43,5	0,14	—	
29	0,16	8,38	0,043		0,29	46,2	0,16	9	
81	0,16	9,50	0,086		2,81	63,8	0,17	6	
83	0,16	10,13							
125	0,34	9,75	0,107	66	0,11	62,4	0,51	33	
			0,110						
42	0,063	3,75	0,043		—	70,2	0,13	6	
125	0,41	9,38	0,297	181	1,75	55,4	0,33	25	
125	0,34	9,25	0,279		0,56	52,2	0,58	40	
112	0,41	7,88	0,374		8,99	31,5	0,41	9	
	0,38								
42	0,22	5,25				68,9			
17	0,22	4,00				69,0			
83	0,20	5,13				89,0			
125	0,10	4,00				82,7			

е Анализы (1) и (2) относятся к материалу из разных банок с одним номером пробы.
ж Содержание SO_4, растворимого в HCl, составляет в этой пробе 4,56%.
з Содержание SO_4, растворимого в HCl, составляет в этой пробе 0,16%.
и Содержание SO_4, растворимого в HCl, составляет в этой пробе 43,3%.
к A и B — две макроскопически различные пробы в одной банке.
л Повторно полученные пробы с полной схемой сокращения. Определения серебра и CO_3 выполнены Э. Махаффи, остальные анализы выполнены Р. Хендриксом.

Красного моря содержания солей и рудных металлов варьируют в широких пределах. Аналогичным образом выявились значительные колебания степени окисленности железа, меди и серы в различных частях этих впадин. Химические и спектральные анализы обычно обнаруживали хорошую сходимость, но иногда наблюдались и неясные расхождения, особенно в определениях микроэлементов. Наиболее значительны были расхождения в цифрах содержаний кальция, определенных весовым и спектральным методами, в меньшей мере магния и стронция. Содержания промышленно-ценных компонентов, определенные двумя методами, находятся обычно в хорошем соответствии, особенно в осадках. Аналогичным образом близкие величины содержаний меди, цинка, серебра и золота установлены и другими методами.

Содержание воды в осадках (потери при 50° С) широко колеблется от 25 до 80 вес.% и в среднем составляет 55%. Количество влаги в осадках in situ было, очевидно, еще бóль-

шим, поскольку многие пробы осадков явно уменьшились в объеме. Потери веса в интервале температур от 50 до 110° С оказались незначительными, так что определения при двух этих температурах можно считать идентичными. В настоящем исследовании не производилось систематического определения содержания растворимых в воде солей, однако можно отметить, что во многих случаях оно составляло более 50% твердого материала осадков. Определение состояния окисленности на четырех повторно отобранных навесках с полной схемой сокращения пробы показало, что осадки при хранении в атмосфере азота при —6° С медленно восстанавливались. Осталось неясным, когда начался этот восстановительный процесс — в момент вскрытия пробы для первичного сокращения в лаборатории или еще на борту корабля при упаковке проб в инертной атмосфере. Если справедливо второе предположение, то осадки на месте их залегания во впадинах находятся в более окисленном состоянии, чем это в настоящее время считается.

Наибольшие концентрации рудных металлов установлены в темных обогащенных сульфидами осадках с высоким отношением серы общей к сере, растворимой в HCl. В некоторых случаях в таких сульфидоносных осадках содержание цинка достигает 20%, меди — 3%, присутствуют заметные количества золота и серебра (все цифры приводятся на сухой вес осадков). Однако такие обогащенные полезными компонентами пробы соответствуют осадкам, занимающим незначительные вертикальные интервалы и распространенным на небольшой площади. Средние содержания всех рудных металлов по всем пробам гораздо меньше приведенных выше величин. В связи с резкой изменчивостью состава осадков для получения достоверных величин средних содержаний полезных компонентов необходимо произвести систематическое опробование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ross D. A., Degens E. T.*, Shipboard collection and preservation of sediment samples collected during Chain 61 from the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York, Inc., 363—367, 1969.

ИЗОТОПЫ СЕРЫ В ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ РАССОЛАХ И ОСАДКАХ КРАСНОГО МОРЯ

И. Каплан, Р. Суини, А. Ниссенбаум

Отделение геологии и Институт геофизики и планетарной физики Калифорнийского университета, Лос-Анджелес

ВВЕДЕНИЕ

В первом же описании колонок осадков, отобранных экспедицией на корабле «Атлантис II» в районе скоплений горячих рассолов во впадинах дна Красного моря, указывается на присутствие в донных отложениях минералов серы — сульфидов и сульфатов [35]. При этом отмечалось, что наиболее распространен из них сфалерит, но были определены также незначительные примеси пирита (или марказита). Позднее Бишофф [4] установил присутствие в этих осадках халькопирита, а в единичных обособленных образцах также грейгита и, возможно, пирротина. В нескольких колонках осадков был определен, кроме того, ангидрид.

Был изучен [23] изотопный состав серы сульфат-иона, растворенного в нормальной морской воде Красного моря ($\delta^{34}S = +20{,}3‰$) и в термальном рассоле впадины Атлантис II ($\delta^{34}S = +20{,}3‰$). Проанализирован также состав сульфат-иона в иловых водах осадков ($\delta^{34}S = +20{,}4‰$) и сульфидного иона в случайной пробе осадка, отобранной выше уровня распространения рассолов во впадине ($\delta^{34}S = +4{,}5‰$). Был сделан вывод, что сульфат-ион в рассолах и иловых водах, вероятно, возник в результате смешения рассолов с развитой выше нормальной морской водой, а сульфидный ион поступал вместе с концентрированным рассолом.

В настоящем сообщении излагаются результаты более детального исследования изотопного состава разновидностей серы, растворенной в рассоле и накопившейся в осадке в виде сульфатов, сульфидов или самородной серы. Наряду с изотопным составом серы изучался минеральный состав осадков и распределение в них макроэлементов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В процессе проведения настоящей работы растворенный сульфат-ион анализировали в пробах воды семи гидрографических станций (715, 717-P, 722-1, 722-2, 726, 727, 728-3). В пробах пяти станций (715, 717-P, 722-1, 726 и 727) определялось значение $\delta^{34}S$.

Детальные исследования осадков с различной глубины были выполнены на образцах из четырех колонок — двух из впадины Атлантис II (84K и 120K), одной из впадины Дискавери (119K) и одной (118K) из района, расположенного вне рассолоносных впадин. Кроме того, исследовались отдельные пробы из колонок 127P (впадина Атлантис II), 85K (седловина между впадинами Атлантис II и Чейн) и 95K (возвышенность внутри впадины Атлантис II).

Колонки 84K, 120K и 115K хранились при температуре —20° С. Колонка 95K хранилась при температуре 2—4° С, тогда как колонки 119K и 85K находились в обычных условиях окружающей среды с момента отбора до февраля 1967 г. Впоследствии все пробы вплоть до анализа хранились при 4° С (июнь 1967 г. — март 1968 г.). Иловые воды извлекались из проб по мето-

дике отжимания, описанной Пресли и др. [38; см. также 7].

Выделение разновидностей серы. Содержание сульфат-иона в гидрографических пробах и в иловых водах определялось из сухого остатка растворов. Элементарная сера извлекалась из него по методу Сокслета или экстрагировалась бензолом. Экстрагированная сера затем окислялась до сульфата и определялась весовым методом в форме $BaSO_4$. Растворимый в кислоте сульфат получали при кратковременном воздействии на осадок горячей разбавленной (1 : 10) соляной кислотой. Сульфиды в нерастворимой части проб осадков окислялись до сульфата кипячением в смеси кислот HCl и HNO_3 (1 : 1).

Выделение минералов. Ангидрит, встречающийся в пробах в виде мелких слоев или агрегатов кристаллов, отбирался вручную. В остальных случаях он растворялся в разбавленной кислоте, как уже указывалось выше.

При выделении сульфидов осадок прежде всего промывали сильной струей холодной воды, из которой предварительно удаляли растворенный кислород. После этого пробы промывали ацетоном и высушивали в вакуумном эксикаторе при 30° С. Эта процедура сводила к минимуму окисление сульфидов. Затем проба слабо прогревалась в течение нескольких часов в 25%-ной плавиковой кислоте. Кислота сливалась, а остаток промывался и высушивался. Рентгеноструктурный анализ показал, что кристаллические фазы в остатке были представлены лишь сульфидами — халькопиритом, пиритом и сфалеритом. Далее из осадка производилось предпочтительное селективное выщелачивание сульфидов. При умеренном подогреве в HF из проб медленно выщелачивались пирит и халькопирит, тогда как сфалерит оставался преимущественно в осадке. При такой процедуре, правда, мелкие зерна минерала могли частично растворяться.

В результате встряхивания пробы в течение часа в азотной кислоте (1 : 3) при комнатной температуре растворялись сфалерит и пирит, тогда как в осадке в качестве единственной кристаллической фазы оставался халькопирит. Сфалерит растворялся при помещении сульфидов в концентрированную HCl. При нагревании растворялся халькопирит, но пирит оставался в остатке.

Попытки разделения сульфидных минералов обычными физическими методами, например в тяжелых жидкостях, центрифугированием или магнитной сепарацией, оказались безуспешными, что, вероятно, объясняется мелкими размерами зерен.

Все определения минералов производились на рентгенодифрактометре Норелко с использованием излучения CuK_α высокой интенсивности с никелевым фильтром.

Изотопный состав. Все сульфиды окислялись до сульфата, который осаждался в виде $BaSO_4$. Сульфат бария восстанавливался до сульфида графитом, а затем осаждался в виде сульфида серебра. Этот сульфид окислялся до двуокиси серы с использованием окиси меди при температуре 850° С. Изотопный состав серы определялся в ее двуокиси на сдвоенном масс-спектрометре (60°) с радиусом 6 дюймов.

В качестве стандарта при определениях изотопного состава использовалась метеоритная сера (троилит из метеорита Каньон-Диабло). Величина $\delta^{34}S$ определялась обычным способом:

$$\delta^{34}S^0/_{00} = \frac{^{34}S/^{32}S \text{ образца} - {}^{34}S/^{32}S \text{ стандарта}}{^{34}S/^{32}S \text{ стандарта}} \times 1000.$$

Химические анализы. Пробы осадков и выделенные фракции сульфидов растворялись в азотной кислоте 1 : 1. В полученном растворе определялись Ag, Cd, Mo, Cu, Co, Mn, Ni, Pb и Zn на атомно-абсорбционном спектрофотометре фирмы «Перкин — Элмер» (модель 303) с использованием в качестве горючего смеси ацетилена и воздуха. Определения As, Se и Te были выполнены в ла-

бораториях Геологической службы США.

Минералогический анализ. Относительные количественные содержания сульфидных минералов определялись на рентгенодифрактометре по калибровочным кривым, построенным с использованием чистых минералов, и с применением алюминия в качестве внутреннего стандарта.

В нескольких концентратах сульфидов, анализировавшихся с алюминием в качестве внутреннего стандарта, относительные количества отдельных минералов определялись непосредственно по площадям пиков.

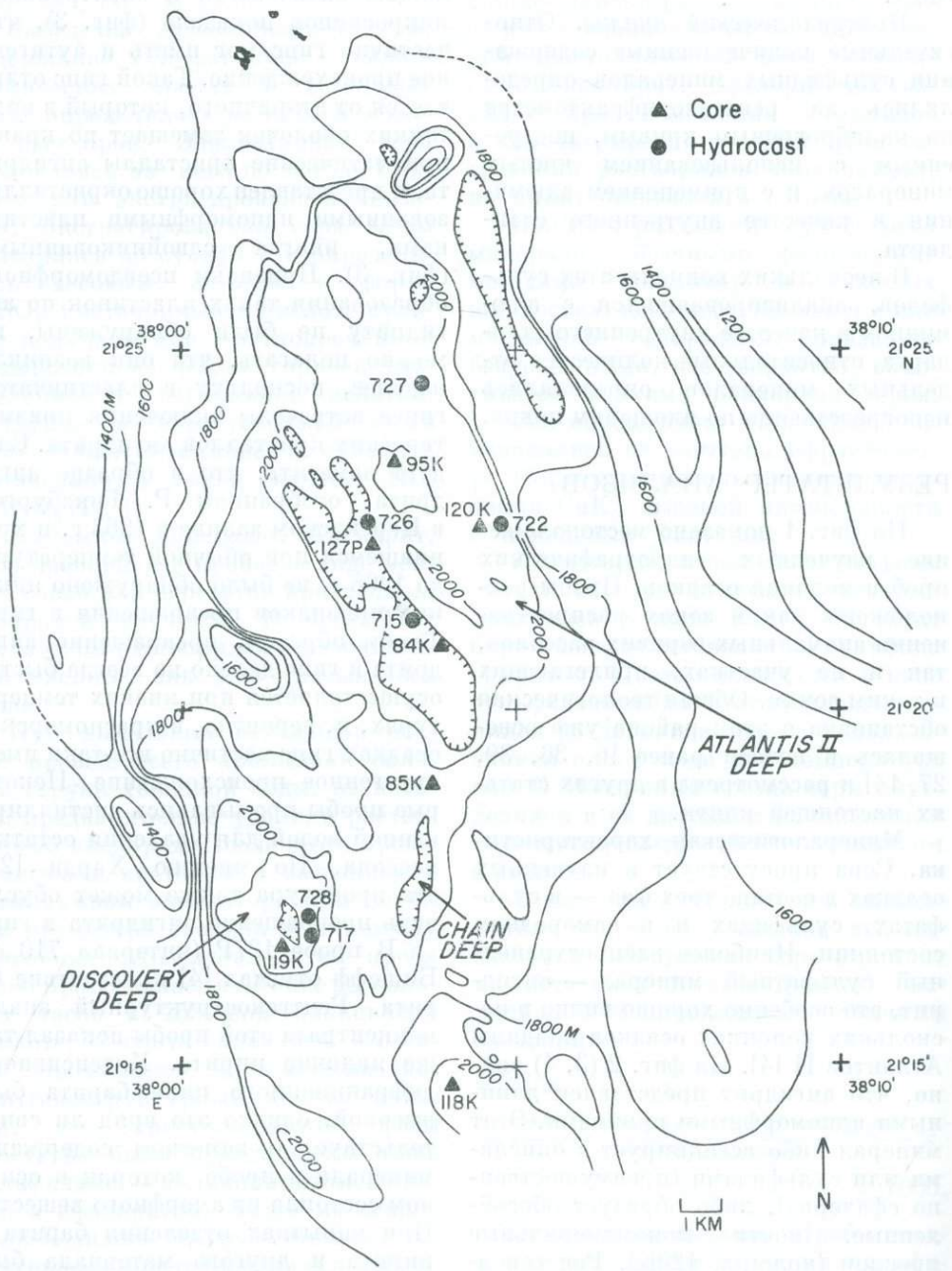
РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗОВ

На фиг. 1 показано местоположение изученных гидрографических проб и колонок осадков. Пробы расположены как в зонах распространения аномальных горячих рассолов, так и на участках, прилегающих к таким зонам. Общая геологическая обстановка в этом районе уже освещалась в печати ранее [6, 36, 39, 27, 14] и рассмотрена в других статьях настоящей книги.

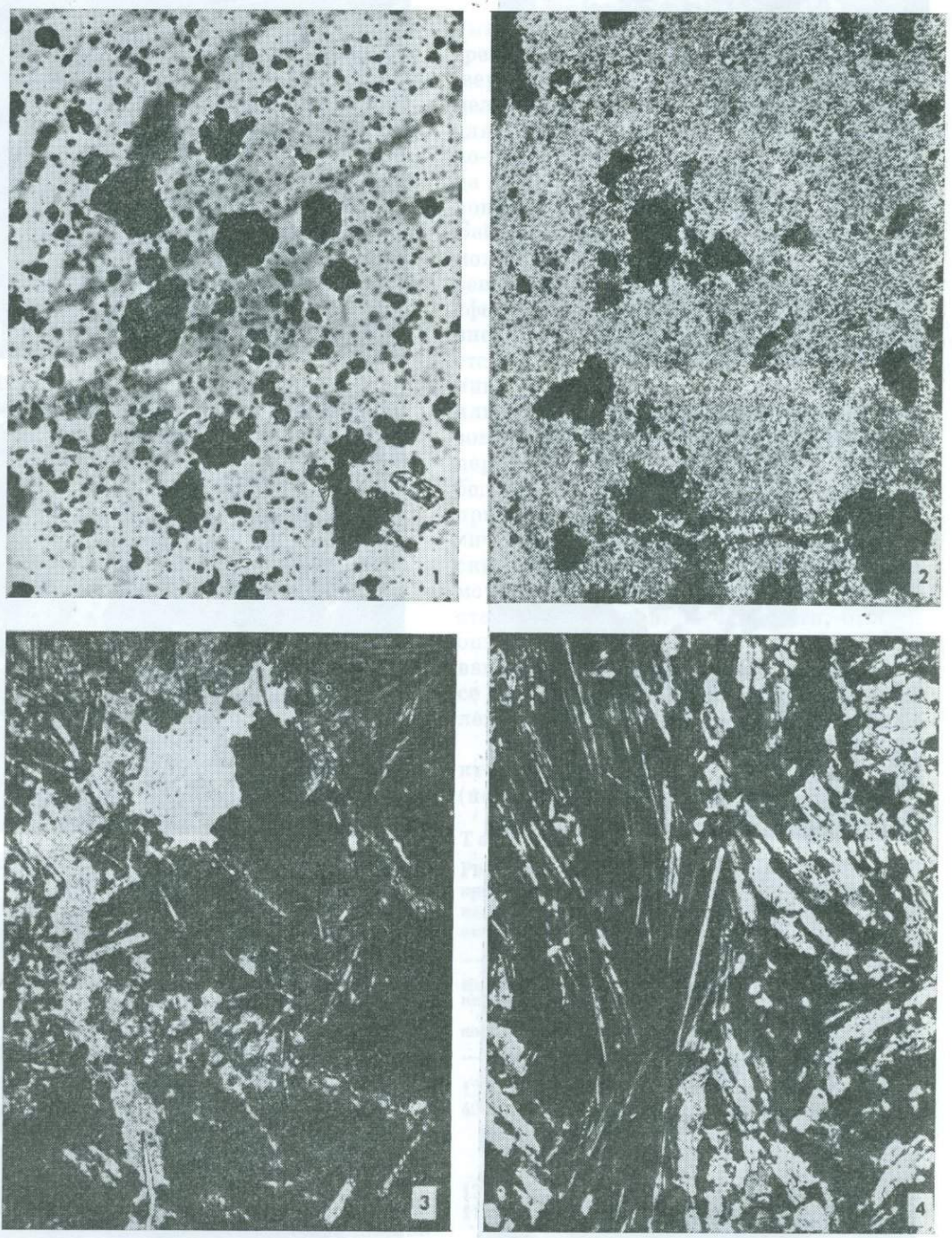
Минералогическая характеристика. Сера присутствует в изученных осадках в составе трех фаз — в сульфатах, сульфидах и в самородном состоянии. Наиболее распространенный сульфатный минерал — ангидрит, это особенно хорошо видно в нескольких колонках осадков впадины Атлантис II [4]. На фиг. 2 (3, 4) видно, что ангидрит представлен длинными идиоморфными призмами. Этот минерал либо ассоциирует с окислами или сульфидами (преимущественно сфалерит), либо образует обособленные, почти мономинеральные прослои (колонка 120К). Рентгеновские определения свидетельствуют, что во многих наших пробах, кроме ангидрита, присутствовал также гипс. Последний, вероятно, частично возник за счет ангидрита в процессе хранения проб при низкой температуре, которая должна была смещать поле стабильности минерала. Изучение искусственных препаратов осадков (брикеты из полистирола) с помощью оптического и электронного микроскопов показало (фиг. 3), что частично гипс мог иметь и аутигенное происхождение. Такой гипс отличается от вторичного, который в виде тонких оболочек замещает по краям призматические кристаллы ангидрита, и представлен хорошо окристаллизованными идиоморфными пластинками, иногда сдвойникованными (фиг. 3). Признаки псевдоморфного образования таких пластинок по ангидриту не были обнаружены, но можно полагать, что они возникли позднее, поскольку в пластинчатом гипсе встречены включения призматических кристаллов ангидрита. Следует заметить, что в образце ангидрита, отобранном Р. Гинзбургом в Персидском заливе в 1963 г. и хранившемся при обычной температуре, до 1968 г. не было обнаружено никаких признаков превращения в гипс. Таким образом, превращение ангидрита в гипс далеко не всегда быстро осуществляется при низких температурах, и, вероятно, в красноморских осадках гипс частично все-таки имеет аутигенное происхождение. Некоторые пробы промывались дистиллированной водой для удаления остатков рассола. По мнению Харди [21], эта процедура также может обусловить превращение ангидрита в гипс.

В пробе 127Р (интервал 710 см) Бишофф отмечал [4] присутствие барита. Рентгеноструктурный анализ концентрата этой пробы показал также наличие пирита. Интенсивность дифракционного пика барита была высокой, однако это вряд ли свидетельствует о заметном содержании минерала в пробе, которая в основном состояла из аморфного вещества. При попытках отделения барита от пирита и другого материала были получены лишь ничтожные количества минерала.

В изученных пробах определены три сульфидных минерала — сфалерит, халькопирит и пирит. В табл. 1 приведены количественные соотношения этих минералов в отдельных пробах. Из этих данных видно, что в осадках впадины Атлантис II (ко-

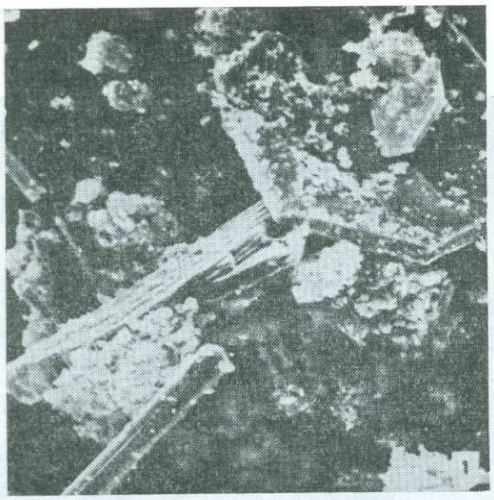


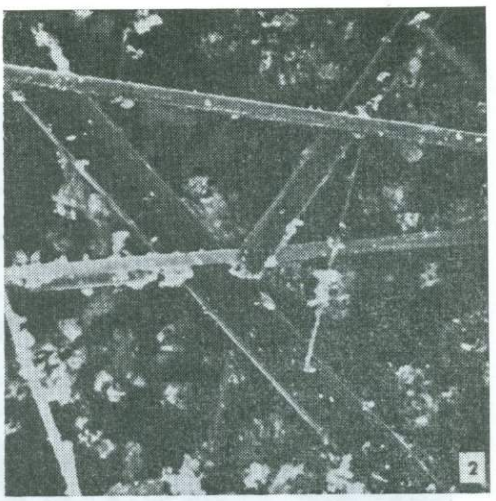
Ф и г. 1. Схема расположения колонок и гидрографических станций, из которых были отобраны пробы для изучения изотопного состава серы. Треугольники — колонки, кружки — гидрографические станции.

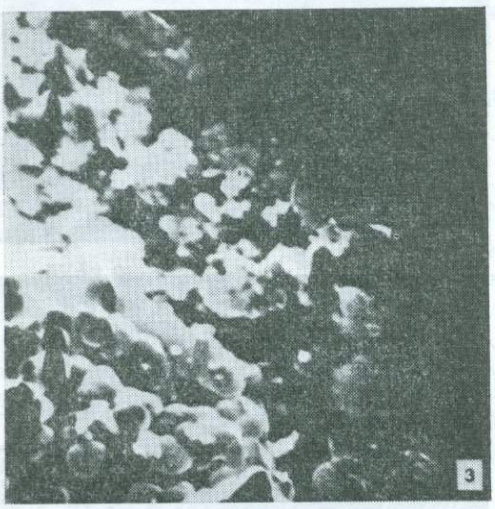


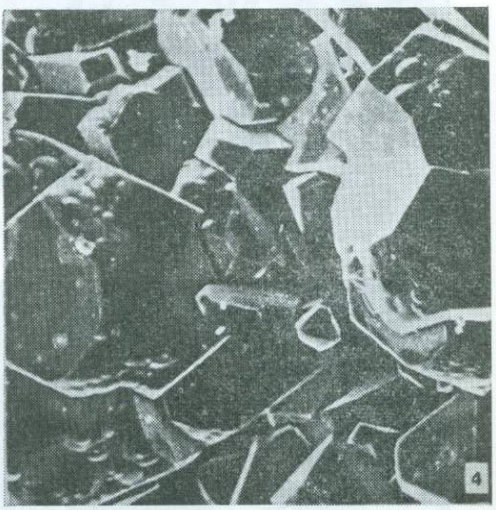
Ф и г. 2. Микрофотография проб осадков (×250).

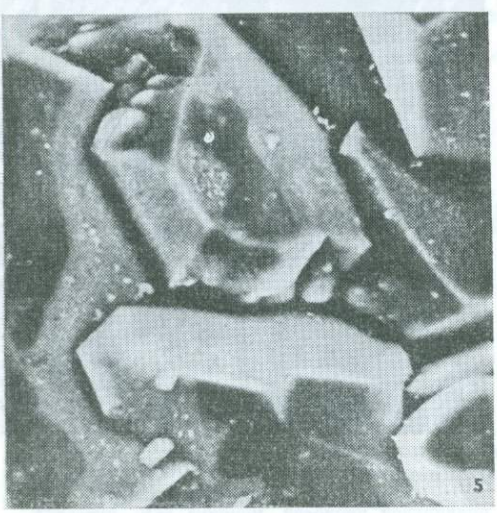
1 — сульфидный концентрат после обработки осадка плавиковой кислотой, колонка 84К, интервал 350—360 см; 2 — осадок окислов железа с включениями сульфидов (темное), колонка 120К, интервал 455—460 см; 3 — ассоциация ангидрита (удлиненные призмы) и сфалерита (темное), колонка 120К, интервал 140—150 см; 4 — кристаллы ангидрита из обогащенного этим минералом слоя; колонка 120К, интервал 140—150 см.

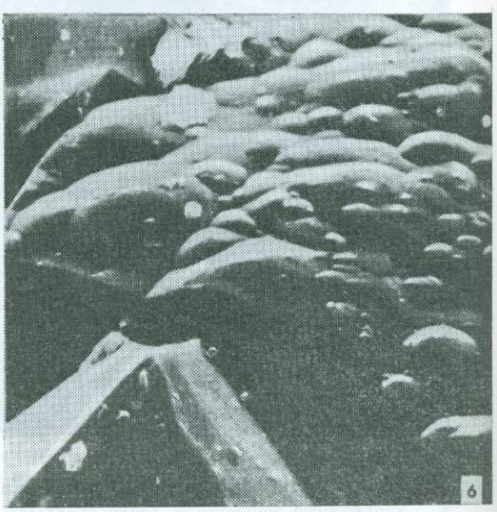












Ф и г. 3. Электронно-микроскопические снимки осадков Красного моря и морской пиритовой конкреции, Лонг-Бейсин (Калифорния).

1 — кристаллы ангидрита (призмы) и гипса (сдвойникованные пластинки). Увеличение × 600; колонка 84К, интервал 200—210 см; 2 — призматические кристаллы ангидрита и тонкозернистые агрегаты сульфидов (увеличение × 600); колонка 84К, интервал 200—210 см; 3 — сфероидальные зерна сульфида (сфалерита) (увеличение × 4000); колонка 120К, интервал 490—500 см; 4—6 — почковидные выделения в пиритовой конкреции из Лонг-Бейсин, Калифорния; увеличения 4 — × 600, 5, 6 — × 2000.

лонки 84К, 120К) среди сульфидов особенно распространен или даже преобладает сфалерит. За пределами рассолоносных впадин сфалерит присутствует в заметно меньших количествах (колонка 118К), а в единственной изученной колонке осадков впадины Дискавери (119К) он, видимо, совершенно отсутствует. По мере удаления от впадины Атлантис II среди сульфидов начинает доминировать пирит.

Таблица 1

Количественные соотношения сульфидов (вес.% концентрата)

Колонка	Глубина от поверхности дна, см	Сфалерит	Халькопирит	Пирит
118К	160—168	17	15	68
	170—190	15	15	70
	385	—	—	100
	385—387	5	—	95
119К				
	140—160	—	—	100
	230—240	—	50	50
84К				
	200—210	44	10	46
	310—320	2	—	98
	350—360	70	15	15
120К				
	190—200	41	16	43
	490—500	31	23	46

Выделения сульфидов в осадках очень тонкозернистые и находятся в смеси с аморфным веществом, карбонатами, окислами или глинистыми минералами. Отделение сульфидов от других минералов производилось обработкой проб разбавленной соляной кислотой. Под микроскопом скопления сульфидов имеют облик непрозрачных агрегатов (фиг. 2.1), без различимого зернистого строения, свойственного слоям, обогащенным окисными минералами (фиг. 2.2). В некоторых шлифах наблюдались непрозрачные идиоморфные кристаллы, по форме приближающиеся к гексагональным. Такое зерно, например, можно видеть в средней части правой половины снимка 1 на фиг. 2.

При сканировании препарата из концентрата сульфидов пробы 120К (интервал 490—500 см) под электронным микроскопом обнаружилось внутреннее строение агрегата сульфидов (вероятно, сфалерита), состоящего из мелких сферул. На фиг. 3 (4, 5, 6) для сравнения приведены электронно-микроскопические снимки образца морской конкреции пирита из колонки осадков, отобранной в Лонг-Бейсин, Южная Калифорния. Здесь можно видеть агрегат преимущественно идиоморфных кристаллов со сфероидальными дорастаниями на внешних поверхностях. Предполагается, что вначале пирит при поступлении нового материала (аморфного или скрытокристаллического) образовывал сфероиды, которые позднее перекристаллизовывались. Л. М. Лебедев [30] привел многочисленные примеры перекристаллизации первичных плотных скоплений сферических образований сульфидов в идиоморфные кристаллы в процессе старения осадков. В частности, был описан специфический случай образования сферолитов сфалерита в процессе смешения концентрированных челекенских рассолов в чанах [31].

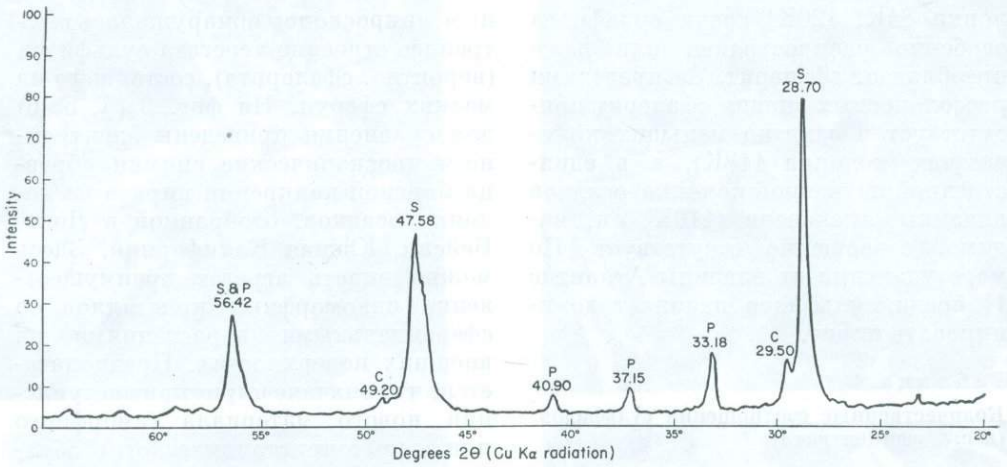
На фиг. 4 приведен пример дифрактограммы сульфидного концентрата (колонка 84К). Пики сфалерита

Таблица 2

Рентгеновские характеристики кристаллической решетки сфалерита, выделенного из различных колонок осадков

Индекс колонки и глубина от поверхности дна, см	Угол 2θ			a	σa
	111	220	311		
120К, 490—500					
1	28,75	47,07	56,06	5,438	0,018
2	28,76	47,88	56,14	5,402	0,021
3	28,66	47,20	55,98	5,441	0,012
127Р, 610	28,44	47,07	55,77	5,461	0,007
119К, 110	28,65	47,32	56,14	5,429	0,008

на этой дифрактограмме несколько смещены от их положения на рентгенограмме чистого минерала. В табл. 2 видно, что параметр a элементарной ячейки, вычисленный по несколько измененному способу наименьших квадратов Бернема [8], в большинст-



Ф и г. 4. Дифрактограмма типичного сульфидного концентрата, полученного после обработки осадка плавиковой кислотой. Колонка 84К, интервал 200—210 см.
S — сфалерит, *C* — халькопирит, *P* — пирит.

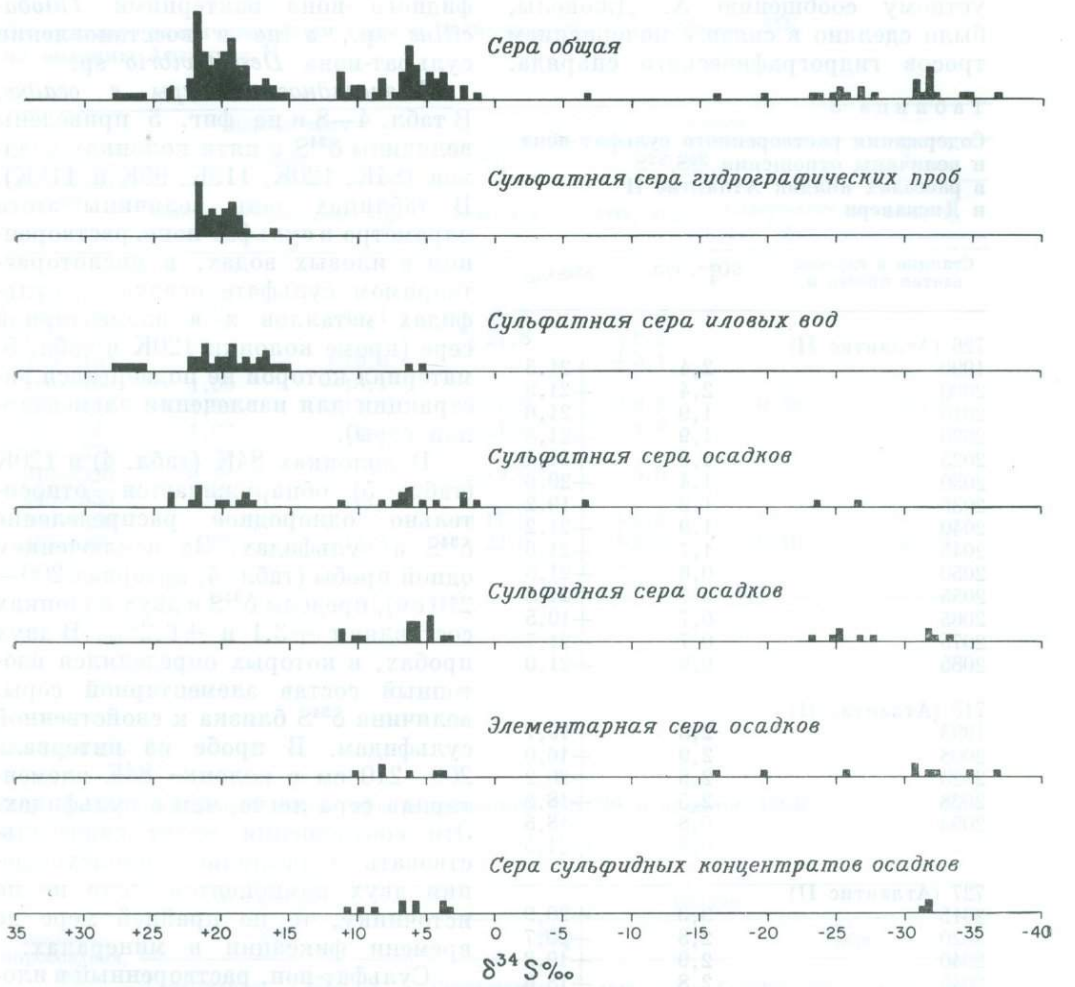
ве образцов оказался больше теоретического.

Параметры элементарной ячейки сфалерита всех проб (табл. 2), за исключением 120К (2), значительно больше, чем можно было бы ожидать в случае изоморфной примеси только Fe. Действительно, исходя из данных Скиннера и др. [41] и сравнивая их с полученными нами параметрами a, можно прийти к выводу, что в красноморских сфалеритах изоморфная примесь Fe превышает 50%. Поскольку это невозможно, остается предполагать, что цинк в решетке сфалерита замещается не только железом, но и другими металлами. В табл. 10 отражены возможности тех или иных замещений такого рода.

Из нескольких колонок осадков была извлечена элементарная сера. Ее не удалось определить ни рентгеновскими методами в необработанных пробах, ни под микроскопом. В некоторых случаях сера могла образоваться в результате окисления сульфидов в процессе хранения проб или при диагенезе осадка. Однако существуют убедительные доказательства аутигенного происхождения самородной серы в большинстве проб. Сера, очевидно, кристаллизовалась одновременно с сульфидами и сосуществовала с ними. Попытки извлечения элементарной серы из окисных осадков оказались безуспешными.

Определения изотопного состава серы. На фиг. 5 показаны вариации величины отношения $^{34}S/^{32}S$ в рассолах и осадках. Здесь можно видеть обособление четырех групп величин: 1) $\delta^{34}S > +25{,}1‰$ в сульфат-ионах иловых вод, 2) $\delta^{34}S$ от $+23$ до $15‰$ в растворенной сульфатной сере рассола, иловых вод и сульфатных минералов, 3) $\delta^{34}S$ от $+2$ до $+12‰$ в сульфидах, элементарной сере и сульфатных минералах, 4) $\delta^{34}S$ от -20 до $-37‰$ в сульфидах и элементарной сере колонок 118К, 119К и 95К.

Сульфат-ион, растворенный в рассоле. Величина $\delta^{34}S$ в рассолах впадин Атлантис II и Дискавери в целом колеблется в пределах от $+16{,}0$ до $21{,}9‰$ (табл. 3) и в среднем составляет $+20{,}2‰$. Если из числа проб этой группы исключить пробу станции 715 с глубины 2008 м с единичным заниженным значением $\delta^{34}S$, то пределы колебаний этого параметра в рассолах будут $+18{,}2$ и $+21{,}9‰$, а средняя величина составит $+20{,}3‰$. Последние величины попадают в пределы разброса среднего значения $\delta^{34}S$ современной океанской воды, а среднее $+20{,}3‰$ совпадает с величиной $\delta^{34}S$, установленной ранее [23] по одному определению в рассоле



Ф и г. 5. Гистограмма вариаций изотопного состава серы, присутствующей в различной форме в рассолах, иловых водах и осадках впадин Атлантис II и Дискавери, а также прилегающего к ним района

впадины Атлантис II. Какие-либо существенные различия величины $\delta^{34}S$ в нормальной воде Красного моря, в промежуточном слое рассолов впадины Атлантис II с температурой 44° С и в слое их с температурой 56° С отсутствуют.

В связи с выявлением сульфатредуцирующих бактерий в зоне, переходной от нормальной морской воды к рассолам [47, 51], особое внимание было уделено попыткам идентификации этой зоны по величине $\delta^{34}S$. Данные этих определений как будто свидетельствуют об обогащении некоторых слоев воды изотопом ^{32}S, особенно в бассейне впадины Атлантис II. Это уменьшение содержания ^{34}S in situ в сильной мере противоречит представлению о бактериальном восстановлении сульфат-иона, но может свидетельствовать в пользу окисления сульфидов (биогенного или абиогенного). Об этом же говорит и относительно повышенная концентрация сульфат-иона в верхних слоях (гидрографические пробы № 727, глубина 2015 м и № 722, глубина 2011 м) рассолов впадины Атлантис II (табл. 3).

Содержание сероводорода в рассолах не определялось, хотя в литературе и отмечалось его присутствие в них [35]. Заключение об этом, по

устному сообщению А. Джокелы, было сделано в связи с почернением тросов гидрографического снаряда.

Таблица 3

Содержания растворенного сульфат-иона и величины отношения $^{34}S/^{32}S$ в рассолах впадин Атлантис II и Дискавери

Станция и глубина взятия пробы, м	SO_4^{2-}, г/л	$\delta^{34}S$‰
726 (Атлантис II)		
1990	2,4	+21,3
2000	2,4	+21,9
2010	1,9	+21,6
2020	1,9	+21,8
2025	1,9	+21,4
2030	1,4	+20,6
2035	1,2	+19,2
2040	1,9	+21,2
2045	1,7	+21,6
2050	0,6	+21,8
2055	0,7	+21,8
2065	0,7	+19,5
2075	0,7	+21,7
2085	0,6	+21,0
715 (Атлантис II)		
1993	2,8	+19,7
2008	2,9	+16,0
2023	2,6	+20,2
2038	2,5	+18,8
2053	0,8	+18,8
	0,5	+21,5
727 (Атлантис II)		
2015	3,3	+20,9
2020	2,8	+20,7
2040	2,9	+19,8
2045	2,8	+18,6
2055	2,7	+18,2
722-1 (Атлантис-II)		
2011	3,2	+19,2
2016	2,7	+19,4
2030	2,5	+19,3
2045	2,0	+19,8
717-P (Дискавери)		
1985, 1990, 2024	1,9	+20,2
2029	2,5	+19,0
2039	2,3	+20,0
2044	1,5	+20,5

В процессе экспедиции 1966 г. на корабле «Чейн» определения сульфидов не производились. Поскольку, однако, в переходной зоне наблюдается обогащение сульфат-ионом и ^{32}S, сопровождающееся увеличением содержания кислорода, логичнее считать, что биологическая деятельность выражается здесь в окислении сульфидного иона бактериями *Thiobacillus* sp., а не в восстановлении сульфат-иона *Desulfovibrio* sp.

Разновидности серы в осадке. В табл. 4—8 и на фиг. 5 приведены величины $\delta^{34}S$ в пяти колонках осадков (84K, 120K, 119K, 95K и 118K). В таблицах даны величины этого параметра в сульфат-ионе, растворенном в иловых водах, в кислоторастворимом сульфате осадка, в сульфидах металлов и в элементарной сере (кроме колонки 120K в табл. 5, материал которой не подвергался экстракции для извлечения элементарной серы).

В колонках 84K (табл. 4) и 120K (табл. 5) обнаруживается относительно однородное распределение $\delta^{34}S$ в сульфидах. За исключением одной пробы (табл. 4, интервал 200—210 см), пределы $\delta^{34}S$ в двух колонках составляют +3,1 и +6,2‰. В двух пробах, в которых определялся изотопный состав элементарной серы, величина $\delta^{34}S$ близка к свойственной сульфидам. В пробе из интервала 200—210 см в колонке 84K элементарная сера легче, чем в сульфидах. Эти соотношения могут свидетельствовать о различном происхождении двух компонентов, если не по источнику, то по крайней мере по времени фиксации в минералах.

Сульфат-ион, растворенный в иловых водах из колонки 84K, в среднем обеднен ^{34}S по сравнению с иловыми водами колонки 120K и развитыми выше рассолами (проба № 715, табл. 3). Концентрация сульфат-иона в иловых водах также выше, чем в термальных рассолах. В некоторых слоях колонки 120K, особенно в интервале 200—210 см, обнаруживается заметное локальное увеличение содержания растворенного сульфат-иона и обеднение ^{34}S. Подобные соотношения между SO_4^{2-} и $\delta^{34}S$ устанавливаются и в других колонках, как это можно видеть на фиг. 6. Наиболее вероятная интерпретация такой зависимости — процесс окисления сульфидов. Отсутствуют, однако, какие-либо критерии оценки времени проявления этого процесса и остается неясным, когда

Таблица 4

Содержания различных форм серы и величины $^{34}S/^{32}S$ в колонке 84К из впадины Атлантис II

Интервал опробования, см	Иловые воды		Осадок			
	SO_4^{2-}		SO_4^{2-}	$S_{общ.}^{2-}$		$S_{элем.}$
	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰	$\delta^{34}S$, г/л	$\delta^{34}S$, ‰	Содержание ‰	$\delta^{34}S$, ‰
110—120	1,23	+17,1	+20,4	+3,8		
135—140			+21,8	+6,2		
150—160	1,15	+19,8		+3,1		
180—190	1,06	+18,1				
200—210	1,59	+15,1	+17,9	+9,8	0,32	+4,0
230—245	1,02	+16,7	+21,6	+4,8		
260—270	1,23	+18,5				
310—320	0,90		+19,6	+5,6		
340—350	0,76	+19,1				
350—360			+17,9	+6,2		
385—395	0,83	+16,3	+22,0	+5,8	0,16	+6,0

Таблица 5

Содержания различных форм серы и величины $^{34}S/^{32}S$ в колонке 120К из впадины Атлантис II

Интервал опробования, см	Иловые воды		Осадок			
	SO_4^{2-}		SO_4^{2-}		$S_{общ.}^{2-}$	
	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰	Содержание, %	$\delta^{34}S$, ‰	Содержание, %	$\delta^{34}S$, ‰
100—110	0,5	+19,1				
120—130	0,3	+21,5				
130—140	0,2	+22,0				
140—150	2,0	+21,1				
170—180	1,1	+17,5				
210—220	0,6	+21,0				
220—230	0,6	+21,7				
235—240	0,5	+21,0				
300—310	0,6	+20,4				
330—340					0,07	+5,6
340—360	0,6	+6,0	0,20	+4,4	0,32	+4,5
360—365			0,22	+6,4	0,21	+5,0
365	0,6	+5,4	0,17	+11,1		
380—385	0,5	+19,9				
400—405	0,6	+21,1				
425—430	0,5	+20,9				
455—460	0,3	+20,4				
490—500	0,6	+17,0				+6,3

Таблица 6

Содержание различных форм серы и величины $^{34}S/^{32}S$ в колонке 119К из впадины Дискавери

Интервал опробования, см	Иловые воды		Осадок					
	SO_4^{2-}		SO_4^{2-}		$S^{2-}_{общ.}$		$S_{элем.}$	
	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰
0—30	0,73		0,17	+6,1			0,08	−34,7
55—60	0,66	+25,8	0,15	+1,2	0,01	−24,8	0,19	−31,7
100—110	0,80	+27,1	0,32	+2,5	0,54	−23,3	0,93	−30,8
140—160	0,80	+26,9		+6,7		−25,1	0,19	−25,5
205—213	1,03	+17,1	0,05	+18,4			< 0,01	
230—250	0,77	+26,3	0,20	−6,7	0,08	−26,7	0,08	−36,5
350—358	0,74	+27,9	0,13	+8,3	0,01	−32,1	0,06	−19,8
110 (Образец Бишоффа)						−25,0		

Таблица 7

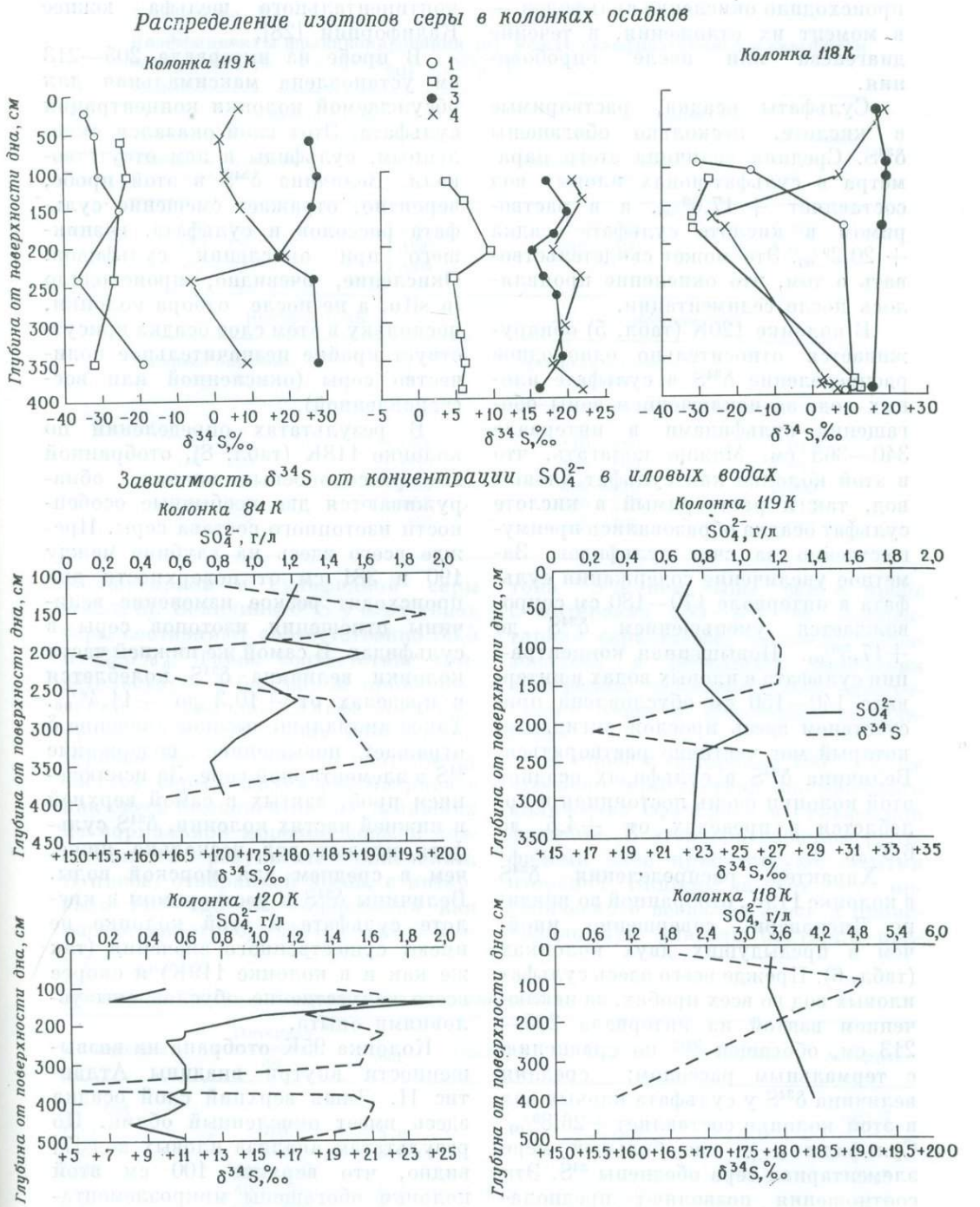
Содержание различных форм серы и величины $^{34}S/^{32}S$ в колонке 118К

Интервал опробования, см	Иловые воды		Осадок					
	SO_4^{2-}		SO_4^{2-}		$S^{2-}_{общ.}$		$S_{элем.}$	
	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰
20—40	3,42	+16,6	0,20	+18,9				
95—100	3,33	+19,2					0,10	−30,8
110—120	3,30	+19,1		+6,7		−27,7	0,19	−16,3
160—168			1,3	−26,9	0,28	−31,8	0,02	
170—190	3,57	+18,1	0,54	−23,8	0,25	−31,8	0,02	
381—385							0,45	+8,4
385				+2,3		+11,0		
385—387				+5,2		+10,3	0,02	+10,2
387—400	3,96	+15,8		+6,1		+11,4	0,63	+8,4

Таблица 8

Содержание различных форм серы и величины $^{34}S/^{32}S$ в колонке 95К

Интервал опробования, см	Иловые воды		Осадок			
	SO_4^{2-}		$S^{2-}_{общ.}$		$S_{элем.}$	
	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰	Содержание, г/л	$\delta^{34}S$, ‰
110—120	2,58	+17,3			сл.	
180—185	6,36	−18,1	1,4	−33,4	30	−32,0
282—300	3,30					
390—395	2,55					



Ф и г. 6. Вариации изотопного состава серы с глубиной в иловых водах и других компонентах колонок осадков.

1 — элементарная сера; *2* — сульфиды; *3* — сульфат-ион иловых вод; *4* — сульфат, растворимый в кислоте.

происходило окисление сульфидов — в момент их отложения, в течение диагенеза или после опробования.

Сульфаты осадка, растворимые в кислоте, несколько обогащены $\delta^{34}S$. Средняя величина этого параметра в сульфат-ионах иловых вод составляет $+17{,}6‰$, а в растворимом в кислоте сульфате осадка $+20{,}2‰$. Это может свидетельствовать о том, что окисление проявлялось после седиментации.

В колонке 120К (табл. 5) обнаруживается относительно однородное распределение $\delta^{34}S$ в сульфате иловых вод, за исключением зоны обогащения сульфидами в интервале 340—365 см. Можно полагать, что в этой колонке как сульфат иловых вод, так и растворимый в кислоте сульфат осадка образовались преимущественно за счет сульфидов. Заметное увеличение содержания сульфата в интервале 170—180 см сопровождается уменьшением $\delta^{34}S$ до $+17{,}5‰$. Повышенная концентрация сульфата в иловых водах в интервале 140—150 см обусловлена присутствием здесь прослоя ангидрита, который мог частично растворяться. Величина $\delta^{34}S$ в сульфидах осадков этой колонки очень постоянная и колеблется в пределах от $+4{,}5$ до $6{,}3‰$.

Характер распределения $\delta^{34}S$ в колонке 119К, отобранной во впадине Дискавери, совершенно иной, чем в предыдущих двух колонках (табл. 6). Прежде всего здесь сульфат иловых вод во всех пробах, за исключением взятой из интервала 205—213 см, обогащен ^{34}S по сравнению с термальным рассолом; средняя величина $\delta^{34}S$ у сульфата иловых вод в этой колонке составляет $+26{,}8‰$. Сульфиды и в еще большей мере элементарная сера обеднены ^{34}S. Эти соотношения позволяют предполагать, что во впадине Дискавери осуществлялось восстановление серы бактериями, как это обычно происходит в нормальных морских осадках. Коэффициент вариаций $\delta^{34}S$ в осадках впадины Дискавери близок к установленному в подобных осадках континентального шельфа южнее Калифорнии [28].

В пробе из интервала 205—213 см установлена максимальная для обсуждаемой колонки концентрация сульфата. Этот слой оказался окисленным, сульфиды в нем отсутствовали. Величина $\delta^{34}S$ в этой пробе, вероятно, отражает смешение сульфата рассолов и сульфата, возникшего при окислении сульфидов. Окисление, очевидно, происходило in situ, а не после отбора колонки, поскольку в этом слое осадка присутствует крайне незначительное количество серы (окисленной или восстановленной).

В результатах определений по колонке 118К (табл. 8), отобранной вне рассолоносных впадин, обнаруживаются две необычные особенности изотопного состава серы. Прежде всего здесь на глубине между 190 и 381 см от поверхности дна происходит резкое изменение величины отношения изотопов серы в сульфидах. В самой же нижней части колонки величина $\delta^{34}S$ колеблется в пределах от $+10{,}3$ до $+11{,}4‰$. Такое аномально высокое значение δ отражает повышенное содержание ^{34}S в элементарной сере. За исключением проб, взятых в самой верхней и нижней частях колонки, $\delta^{34}S$ сульфата иловых вод несколько ниже, чем в среднем для морской воды. Величины $\delta^{34}S$ в растворимом в кислоте сульфате в этой колонке не имеют существенного значения (так же как и в колонке 119К) и скорее всего искусственно обусловлены условиями опыта.

Колонка 95К отобрана на возвышенности внутри впадины Атлантис II. Лишь верхний слой осадка здесь имеет окисленный облик. По результатам анализа иловых вод [7] видно, что верхние 100 см этой колонки обогащены микроэлементами, характерными для зоны перехода от рассолов к нормальным водам Красного моря.

Сера в этой колонке анализировалась в пробах с двух интервалов глубины. В пробе с интервала 180—185 см определялся изотопный состав

Таблица 9

Коэффициенты фракционирования (α) между сульфидом(общ.) и сульфатом иловых вод [$\alpha = 1 + (\delta^{34}S_{SO_4^{2-}} - \delta^{34}S_{S^{2-}})$]

Колонка 118К		Колонка 120К	
Интервал опробования, см	α	Интервал опробования, см	α
110—120	1,047	340—360	1,002
170—180	1,050	490—500	1,011
387—400	1,004		
Колонка 119К		**Колонка 84К**	
Интервал опробования, см	α	Интервал опробования, см	α
55—60	1,051	110—120	1,014
100—110	1,050	150—160	1,017
140—160	1,052	200—210	1,005
230—250	1,053	230—245	1,012
350—358	1,060	385—395	1,011

элементарной и сульфидной серы (табл. 8). Величины $\delta^{34}S$ у этих видов серы составляют соответственно 33,5 и 32,0‰. Такое соответствие свидетельствует о биогенном происхождении сульфидов. Сульфат, растворенный в иловых водах пробы с интервала 180—185 см, по изотопному составу серы следует рассматривать как смесь компонентов, поступивших из нормальной морской воды и возникших в результате окисления. В пробе, отобранной выше, с интервала 110—120 см, содержания как растворенного сульфата так и изотопа ^{34}S в нем выше, чем в пробе с интервала 180—185 см. Элементарная сера также, вероятно, образовалась в результате окисления сульфидов, поскольку она присутствует лишь в небольших количествах.

В пробе с интервала 180—185 см отмечено присутствие повышенного количества сфалерита в сульфидной фракции. В этом обогащенном сульфидами слое присутствуют остатки птеропод. Видимо, за счет этого органического вещества здесь и происходило при участии бактерий пре-

Таблица 10

Значение $\delta^{34}S$ (‰) в серосодержащих минералах

Колонка	Интервал опробования, см	$S^{2-}_{общ}$	Сфалерит	Пирит	Халькопирит	Ангидрит
Ст. 104						+23,7
127Р	610	+4,6		+5,7	+5,9	
85К	180	+3,4			+3,3	
120К	140—150					+22,3
	490—500	+6,3	+6,5	+3,6		+23,5
84К	200—210	+9,8		+7,7	+8,9	
	310—320			+4,6		
118К	160—168			−31,7	−31,3	
	170—190			−31,6		
	385			+10,6		
	385—387			+10,0		
Лонг-Бейсин, Калифорния	~ 500			−52,2		

вращение сульфата в сульфиды. Ионы металлов, очевидно, поступали из рассола, а также, вероятно, адсорбировались органическим веществом.

Важно подчеркнуть, что в колонках осадков впадины Атлантис II и в нижней части колонки 118К коэффициент фракционирования лежит в пределах между 1,002 и 1,017, тогда как в верхней части колонки 118К и в колонке 119К он колеблется от 1,042 до 1,060 (табл. 9). Первая группа величин этого параметра попадает в пределы его значений для вулканических и гидротермальных месторождений [2, 18, 44], а вторая группа попадает в пределы колебаний изотопного состава серы нормальных морских осадков [28].

С целью уяснения последовательности формирования сульфидов было решено по возможности определить изотопный состав серы в отдельных минералах. В табл. 10 видно, что он несколько варьирует. В пирите обычно $\delta^{32}S$ выше, чем в сфалерите и халькопирите. Однако в связи с малочисленностью определений нельзя быть уверенным в значимости этих различий. После разделения минералов сфалерит оставался в нерастворимом остатке. Однако в большинстве случаев его количества были недостаточны для изотопного анализа. Весьма ясно различаются по изотопному составу серы пирит и халькопирит в верхней части колонки 118К.

В трех пробах был отобран вручную и порознь подвергнут изотопному анализу ангидрит. Среднее значение $\delta^{34}S$ в нем на 2—3‰ выше, чем в рассоле и морской воде. Аналогичный изотопный состав установлен для гипса, осаждающегося в современных эвапоритовых бассейнах [25]. В одной пробе ангидрита из Персидского залива $\delta^{34}S = +18{,}1‰$.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ОСАДКАХ

В отдельных пробах нескольких колонок определялись цинк, серебро, кадмий, кобальт, медь, марганец, никель, свинец, молибден, мышьяк, селен и теллур. Была предпринята попытка сопоставить валовый состав осадка и сульфидного концентрата, выделенного при обработке осадка плавиковой кислотой. Кроме того, для сопоставлений были проанализированы пиритовая конкреция и осадок из колонки, отобранной в Лонг-Бейсин (в 100 милях западнее Сан-Диего, Калифорния).

В табл. 11 видно, что сульфидная фракция обычно значительно обогащена рудными металлами, особенно цинком. В двух сульфидных концентратах из колонок 85К и 127Р его содержание соответственно достигает 4,4 и 4,5%. Эти цифры, однако, значительно меньше содержаний цинка, установленных Бишоффом и Мангеймом [4, 5] в пробе с интервала 610 см колонки 127Р, в которой содержание цинка оказалось около 17%. Бишофф и Мангейм анализировали гранулометрическую фракцию 2—62 мкм, в данной работе исследовался остаток после обработки пробы плавиковой кислотой. Таким образом, выявившиеся расхождения можно объяснить либо тем, что Бишофф и Мангейм анализировали слой, особенно обогащенный сульфидами, либо тем, что рудные элементы связаны не столько с сульфидами, сколько с другими минералами, растворявшимися в плавиковой кислоте.

Кадмий, серебро, медь и свинец обычно присутствуют в меньших количествах по сравнению с цинком, что соответствует обычным соотношениям этих элементов в природе. У кобальта обнаруживается тенденция к накоплению в сульфидной фракции. В меньшей мере это свойственно никелю. В колонке 118К кобальт и никель относительно слабее накапливались в сульфидной фракции в верхнем слое осадка по сравнению с нижним. Кроме того, в этой колонке соотношение Co/Ni имеет иную величину, чем в остальных колонках. Во всех колонках впадины Атлантис II отношение Co/Ni > 1, а в колонке 119К и в верхней части колонки 118К оно < 1. В колонке 119К среднее значение величины отношения Co/Ni 0,43, а в

Таблица 11

Содержания микроэлементов (в млн$^{-1}$) в осадках и сульфидных концентратах [1]

Колонка	Глубина от поверхности дна, см	Описание пробы	S, %	Zn	Ag	Cd	Pb	Cu	Mn	Ni	Co	Co/Ni
118К	160—168	Осадок	0,28	391	2	13	65	39	1432	117	57	0,49
	160—168	Сульфиды		513	12	26	103	103	496	51	37	0,73
	170—190	Осадок	0,25	703	1	14	84	82	1406	94	33	0,35
	170—190	Сульфиды		2590	12	32	130	130	518	32	29	0,91
	385	Осадок		1070	3	36	107	178	1961	18	10	0,55
	385	Сульфиды		1071	7	36	214	3213	321	89	104	1,24
	385—387	Осадок	1,8	757	3	15	151	252	504	177	179	1,01
	385—387	Сульфиды		5690	6	34	341	5120	142	142	213	1,50
84К	200—210	Осадок	7,3	19220	52	160	621	6941	53	53	217	4,10
	310—320	Сульфиды		20744	105	192	768	11371	576	58	280	4,83
	350—360	Осадок	0,54	341	14	<1	136	2725	256	17	27	1,59
	100—110	Сульфиды		31181	9	289	481	5295	770	112	199	1,77
119К	140—160	Осадок		1540	0,3	2	69	94	2225	34	14	0,41
	350—358	»		1491	7	2	107	128	2983	75	32	0,43
120К	365	»	0,01	983	3	1	49	49	1721	62	27	0,44
	490—500	»		1536	7	<1	142	496	10620	18	20	1,11
85К	180	Сульфиды		12744	16	57	793	4135		57	99	1,76
127Р	610	»		44380	140	247	1315	15615	123	82	289	3,53
95К	110—120	»		45459	24	77	1837	12800	204	153	245	1,62
	180—185	Осадок		560		<1	44	28	3880	38	9	0,24
Лонг-Бейсин, Калифорния	220	»	1,4	530		<1	53	73	2900	64	26	0,41
		Осадок [2]		73	2	<1	14	37	150	40	12	0,30
	500	Конкреция пирита [2]		500	52	<1	170	36	510	72	9	0,13

[1] Сульфидные концентраты были выделены посредством обработки осадка плавиковой кислотой.
[2] В Лонг-Бейсин присутствует также молибден: в осадке 15 млн$^{-1}$, а в конкреции пирита 2300 млн$^{-1}$.
Во всех пробах осадков Красного моря содержание Mo $<$ 10 млн$^{-1}$.

колонке 95К (по двум определениям) 0,33. Это отношение в абиссальных красных глинах составляет 0,43, а в среднем для прибрежных осадков 0,29 [19]. Величины отношения Co/Ni в пиритовой конкреции и вмещающем ее осадке из Лонг-Бейсин соответственно составляют 0,13 и 0,30. Среднее содержание никеля в сульфидоносных осадках Красного моря заметно ниже, чем в глубоководных глинистых осадках.

Марганец не накапливался в сульфидной зоне и в наибольших количествах присутствует в колонках, отобранных вне впадины Атлантис II (за исключением пробы 120К, 365 см). Однако наши данные на этот счет, очевидно, непредставительны, поскольку в отдельных слоях осадков рассолоносных впадин известны значительные скопления марганцевых минералов.

Молибден обычно встречался в количествах менее 10 млн$^{-1}$. Для сравнения приведем данные по осадкам некоторых других районов. В морских отложениях Лонг-Бейсин содержание молибдена составляет 15 млн$^{-1}$, в осадке, обогащенном органическим веществом и сульфидами, в фиорде Саанич (остров Ванкувер, Британская Колумбия), оно колеблется от 40 до 70 млн$^{-1}$. Неожиданно высоким (2300 млн$^{-1}$) оказалось содержание Mo в пиритовой конкреции у Лонг-Бейсин (фиг. 3). По сравнению с этой конкрецией сульфидная фракция осадков Красного моря выглядит резко обедненной молибденом.

В некоторых пробах осадка и в сульфидных концентратах впадины Атлантис II обнаруживается заметная концентрация мышьяка (табл. 12). Наибольшие его содержания при-

Таблица 12

Содержания мышьяка и селена в рассолах, иловых водах, осадках и сульфидных концентратах

Материал	Пробы и место ее взятия	Глубина взятия гидропробы (м) или глубина от поверхности дна (см)	As, млн$^{-1}$	Se, млн$^{-1}$
Рассолы				
	Впадина Дискавери, гидрогр. станция 728	1930 м	$<0,1$	$<0,05$
	Впадина Дискавери, гидрогр. станция 728	2100 м	$<0,1$	$<0,05$
	Впадина Атлантис II, гидрогр. станция 727	2075 м	$<0,1$	0,15
Иловые воды				
	Впадина Атлантис II, колонка 84К	200—210 см	$<0,1$	$<0,05$
Осадки				
	Впадина Атлантис II, колонка 84К	200—210 см	400	<1
	Впадина Атлантис II, колонка 84К	310—320 см	15	2
	Впадина Атлантис II, колонка 120К	365 см	40	<1
	Впадина Дискавери, колонка 119К	100—110 см	10	2
	Впадина Дискавери, колонка 119К	140—160 см	30	4
	Впадина Дискавери, колонка 119К	350—358 см	90	6
	Вне участков с рассолами, колонка 118К	160—168 см	120	15
	Вне участка с рассолами, колонка 118К	170—190 см	80	15
	Вне участка с рассолами, колонка 118К	385 см	30	4
	Вне участка с рассолами, колонка 118К	385—387 см	20	4
Сульфидные концентраты				
	Впадина Атлантис II, колонка 84К	350—360 см	250	6
	Впадина Атлантис II, колонка 120К	490—500 см	80	<1
	Впадина Атлантис II, колонка 127Р	610 см	600	2
	Вне участка с рассолами, колонка 118К	160—168 см	150	30

ходятся на сульфидные концентраты, максимальное количество составляет 600 млн$^{-1}$. Содержание As как будто коррелируется с содержанием свинца (табл. 11), а в рассолах и иловых водах мышьяк не был обнаружен.

Во всех пробах впадин Атлантис II и Дискавери содержание селена было низким, до 6 млн$^{-1}$ (чувствительность анализа <1 млн$^{-1}$). Наивысшее содержание этого элемента установлено в колонке 118К, где в сульфидном концентрате пробы с интервала 160—168 см селен присутствует в количестве 30 млн$^{-1}$.

Теллур в осадках Красного моря не обнаружен ($<0,05$ млн$^{-1}$).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблема генезиса сульфидных рудных месторождений имеет важное

значение для прикладной геологии. В последнее время опубликовано несколько превосходных обзоров, посвященных механизму формирования стратиформных сульфидных месторождений [16, 13, 52] и имеющих известную ценность для интерпретации происхождения месторождений Красного моря. Особенно интересно присутствие близких, но не идентичных красноморским концентрированных рассолов в озере Солтон-Си, Калифорния, где сульфиды осаждаются в трубопроводе, по которому перекачиваются рассолы. По опубликованным данным [41], в озере Солтон-Си наиболее распространены среди сульфидов медные минералы, борнит и дигенит, менее — сульфиды меди и серебра. Другой пример современного отложения сульфидов из рассолов месторождения полуострова Челекен, где в чанах смешения образуется сфалерит [31].

Наиболее важное значение в проблеме сульфидных рудных месторождений имеют четыре аспекта [52]:

1) источник рудного вещества;

2) флюидная фаза, растворяющая и транспортирующая металлы;

3) энергетический градиент, обусловливающий движение флюида;

4) селективное осаждение определенных компонентов с образованием рудных месторождений вследствие изменения физических условий и химической среды при поступлении рудоносного флюида в новую обстановку.

Ниже эти положения рассматриваются применительно к модели формирования сульфидных месторождений Красного моря.

Главнейшие сведения о сульфидоносных осадках Красного моря. Отличие осадков срединной долины Красного моря от обычных глубоководных морских отложений заключается в том, что в них на определенной глубине появляются сульфиды металлов. Особенно высокие содержания сульфидов характерны для впадины Атлантис II. Во впадине Дискавери и на участке, расположенном южнее рассолоносных впадин (колонка 118К), среди сульфидов преобладает пирит, хотя присутствуют также халькопирит и сфалерит. В осадках впадины Атлантис II доминирует сфалерит, преобладающий даже в обогащенных сульфидами слоях, залегающих выше уровня распространения рассолов (колонка 95К). Во всех изученных колонках присутствует элементарная сера, в том числе в большинстве, но не во всех пробах сульфидоносных осадков. В колонках осадков впадины Атлантис II обнаружен сульфат кальция преимущественно в виде ангидрита, частично с примесью, вероятно, аутигенного гипса. В одной пробе (колонка 120К, 710 см), по данным Бишоффа, имеется небольшая примесь барита в ассоциации с аморфным материалом неопределенного состава.

Величины отношения $^{34}S/^{32}S$ распределяются по четырем группам. Значения $\delta^{34}S$ более $+22‰$ определены в сере сульфата, растворенного в рассоле (колонка 119К) или присутствующего в виде твердого ангидрита. Величина $\delta^{34}S$ около $+20‰$ свойственна сульфат-иону, растворенному в нормальной морской воде, рассоле впадин Дискавери и Атлантис II и в иловых водах. Значения $\delta^{34}S$ в пределах от $+3$ до $+11‰$ свойственны сульфидам и элементарной сере впадины Атлантис II и нижней части колонки 118К. Изотопный состав элементарной и сульфидной серы в колонке осадков из впадины Дискавери (119К), с возвышенности внутри впадины Атлантис II (95К) и верхней части колонки 118К характеризуется величинами $\delta^{34}S$ менее $-20‰$.

Изотопный состав серы. Определения содержаний ^{34}S свидетельствуют, что восстановленная сера в осадках имеет двойственное происхождение. Серу минералов с величиной $\delta^{34}S < -25‰$ следует рассматривать как возникшую в результате микробиологического восстановления сульфата. Близкие величины $\delta^{34}S$ установлены в нормальных морских осадках [28, 36]. Коэффициент фракционирования (α) между сульфидами и сульфат-ионом, растворенным

в иловых водах (колонки 118K, 119K; табл. 9) колеблется от 1,047 до 1,060. Теоретически можно допустить возможность равновесия между растворенным сульфатом и сульфидом (или элементарной серой). Для этого равновесия на основании функций распределения вычислены константы $K = {}^{q}SO_4^{2-}/{}^{q}S^{2-}$ [48, 40]. Фракционирование с установленными пределами величины α должно было происходить при температурах порядка 100—150° С. Таким образом, хотя в принципе и возможно возникновение сульфидов за счет восстановления сульфата неорганическим способом, приведенные величины коэффициента фракционирования свидетельствуют против подобного происхождения сульфидов.

Прежде всего следует отметить, что отсутствуют какие-либо доказательства существования в трех изученных колонках осадков (118K, 119K, 95K) столь высоких температур. Кроме того, в связи с большими различиями валентности и большой силой связей серы и кислорода при температурах ниже 100° С вообще невозможно определить равновесие между сульфидом и сульфатом.

С другой стороны, в лабораторных экспериментах с участием бактерий *Desulfovibrio desulfuricans* установлен коэффициент фракционирования, достигающий 1,047 [29]. Эти или близкие к ним бактерии, обнаружены в осадках впадины Дискавери [51], а также у границы рассолов и перекрывающих их нормальных морских вод во впадине Атлантис II [47]. По аналогии с другими изученными соотношениями этого типа в морской обстановке, можно полагать, что восстановление серы происходило вследствие биогенной редукции сульфата. Представляется, что этот процесс протекал в осадке in situ и не проявляется в вышележащей колонке воды. Основания для такого утверждения обнаруживаются в обогащенности изотопом ^{34}S, растворенного в иловых водах сульфата во многих пробах колонки 119K (табл. 6), в которых величина $\delta^{34}S$ колеблется от $+25{,}8$ до $+27{,}9‰$.

Сульфиды осадков впадины Атлантис II имеют вполне четкие пределы колебаний величины $\delta^{34}S$ от $+3{,}1$ до $+9{,}8‰$. Коэффициент фракционирования α между растворенным сульфатом и сульфидами из одних и тех же слоев колеблется от 1,002 до 1,017. Три пониженные величины α, приведенные в табл. 9 (колонки 84K, 120K и 118K), возможно, не отражают исходных условий, поскольку значения $\delta^{34}S$ сульфата в этих случаях также были понижены и, вероятно, отражали его возникновение за счет сульфидов (в осадке in situ или в процессе лабораторного исследования проб). Если отбросить эти заниженные величины, то коэффициент фракционирования в рассматриваемой группе проб колеблется от 1,010 до 1,017.

Такие значения коэффициента фракционирования близки к величинам α, установленным для пар барит — галенит (1,024) и гипс — галенит (1,014) [2]. Величина α для пары барит — пирит составляет 1,012 [18]. По другим данным [25], коэффициент фракционирования для ряда пар барит — сульфиды колеблется от 1,017 до 1,026. Средняя величина α сосуществующих пирита и ангидрита из Новой Зеландии составляет 1,011, а для сосуществующих сероводорода и сульфата, растворенных в флюидах того же региона, она равна 1,019 [44]. Таким образом, величины α, установленные в Красном море, попадают в середину интервала опубликованных значений этого коэффициента для пар сульфид — сульфат в известных гидротермальных месторождениях.

Проблема происхождения сульфидов в таких системах часто обсуждалась в литературе. Обычно отсутствуют какие-либо четкие доказательства магматогенного происхождения сульфидов, хотя и нет оснований отвергать такое предположение. Величина $\delta^{34}S$ заведомо магматогенных сульфидов обычно близка к $1‰$ [1, 20]. Маловероятно также предположение о выщелачивании и дальнейшем переносе осадочных сульфидов, поскольку разброс значе-

ний $\delta^{34}S$ невелик и не характерен для обычных колебаний этого параметра в осадочных сульфидах. Узкие пределы колебаний величины $\delta^{34}S$ свидетельствуют о поступлении серы из относительно крупного гомогенного источника. Таким источником могут быть мощные толщи третичных эвапоритов, окаймляющие бассейн Красного моря в пределах северной Африки и юго-западной Азии [24].

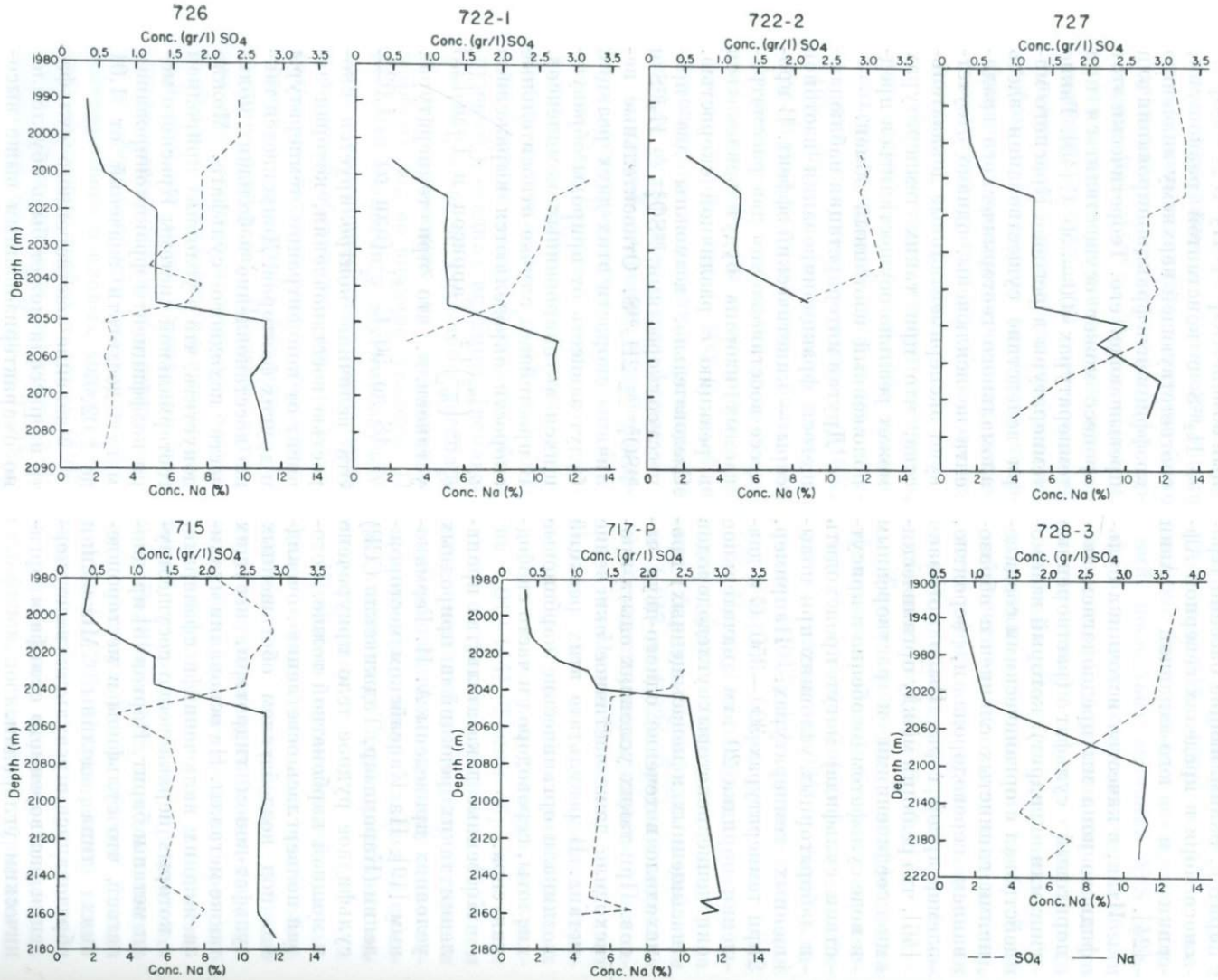
Итак, в качестве источника сульфидного иона мы предполагаем эвапоритовый сульфат (растворенные гипс или ангидрит), который взаимодействовал с органическими соединениями глинистых сланцев с образованием сероводорода и, вероятно, элементарной серы. Было показано [46], что реакции между органическими соединениями и растворенным в воде сульфатом (особенно в присутствии сульфида) могут происходить в лабораторных условиях при повышенных температурах. Например, при температурах 300—350° С и давлении порядка 20 атм значительное окисление некоторых углеводородов (насыщенных и ненасыщенных) происходило в течение одного-двух часов. При таких условиях опыта происходило даже частичное окисление метана. В результате этих реакций возникали органические карбоновые кислоты, сероводород и часто свободная сера.

Косвенные доказательства проявления таких реакций в природных условиях приведены А. И. Германовым [19]. На Кансайском месторождении (Карамазар, Таджикская ССР) сульфидное рудное тело приурочено к мощной карбонатной толще, которая подверглась осветлению, очевидно, под воздействием обогащенных сульфат-ионом гидротерм, несущих также металлы. На основании анализа жидких включений в сфалерите, в которых неравновесно сосуществуют метан и барит, Бартон [3] предполагает, что сульфиды в месторождениях типа долины Миссисипи образовались в результате восстановления растворенного сульфата органическим углеродом.

Выявленная величина коэффициента фракционирования между сульфидом и сульфатом (от 1,011 до 1,017) во впадине Атлантис II может быть связана с равновесным обменом и с кинетическими эффектами. В случае правильности первого предположения должен происходить изотопный обмен $^{32}SO_4^{2-} + H_2{}^{34}S \rightleftarrows {}^{34}SO_4^{2-} + H_2{}^{32}S$ с константой равновесия, соответствующей верхнему значению коэффициента фракционирования или превышающей его. Теоретически этот процесс может осуществляться при температурах 400—550° С [40]. Такие температуры в регионе Красного моря вследствие существования здесь аномального геотермического градиента не исключены, однако отсутствуют экспериментальные доказательства, что при таких температурах может реально осуществляться предположенный изотопный обмен.

Другая интерпретация наблюдающегося фракционирования изотопов серы — кинетический эффект. В процессе восстановления два рассматриваемых изотопа будут вовлекаться в реакцию с различной скоростью. Следовательно, возможны два процесса со скоростями: $^{32}SO_4^{2-} \xrightarrow{k_1} H_2{}^{32}S$ и $^{34}SO_4^{2-} \xrightarrow{k_2} 2H_2{}^{34}S$. Относительные величины скорости этих двух реакций будут зависеть от природы образующихся активированных комплексов. В простейшем случае относительные скорости определяются выражением $\frac{k_1}{k_2} = \left(\frac{m_2}{m_1}\right)^{1/2}$. Гаррисон и Тоде [22] установили, что при температурах от 18 до 50° С $\frac{k_1}{k_2}$ (или α) = 1,022. Эта величина контролируется скоростью восстановления, которая зависит от концентрации, температуры и других факторов. Допускается также восстановление небольших количеств исходного сульфата. Можно допустить, что в условиях природной геотермальной системы Красного моря коэффициенты фракционирования могут достигать значений от 1,01 до 1,02.

Удаление растворенного сульфата из рассола может быть обусловлено охарактеризованным выше высо-



Ф и г. 7. Распределение Na^+ и SO_4^{2-} в рассолах впадин Атлантис II и Дискавери.

Цифры над отдельными графиками — номера гидрографических станций, местоположение которых показано на фиг. 1.

котемпературным его восстановлением. На фиг. 7 видно, что общая соленость (или содержание натрия) и содержание растворенного сульфат-иона находятся в обратной зависимости друг от друга. На этой стадии может также возникать двуокись углерода, обогащенная легким изотопом. Дейсер и Дегенс показали, что величина $\delta^{13}C$ в CO_2, растворенном в рассоле впадины Атлантис II, в среднем составляет от -3 до $-5‰$. Эти значения соответствуют изотопному составу углерода в HCO_3^- других геотермальных районов [26].

Обогащенные сульфидами слои осадков с $\delta^{34}S$, равной $+9{,}8‰$ (колонка 84К, 200—210 см), $+10{,}6‰$ (колонка 118К, 385 см) и $+10{,}0‰$ (118К, 385—387 см), могут соответствовать условиям высокой термальной активности.

Во всех изученных колонках в ассоциации с сульфидами установлена элементарная сера, в слоях окисных осадков она не обнаружена. Поскольку обнаруженные величины $\delta^{34}S$ элементарной серы и сульфидов обычно очень близки, можно полагать, что эти минеральные образования имеют общее происхождение. Мы предполагаем, что изотопный состав серы в данном случае обусловлен восстановлением растворимого сульфата органическим веществом глинистых сланцев, ассоциирующих с эвапоритами. Движущей силой этой реакции может быть термическая энергия, поступающая при нагревании флюида. Эта же энергия могла способствовать возгонке серы и диспергации ее в виде паров или в качестве коллоидной фазы внутри рассола. Как только подобная очень тонкодисперсная сера выпадала в осадок, она могла вступать в реакции с металлами. Такие реакции могли осуществляться в процессе уплотнения осадка в точках соприкосновения зерен.

В осадках присутствуют ангидрит и в меньших количествах гипс. Условия, господствующие на границе осадка и рассола, обычно благоприятствуют осаждению ангидрита [21]. Сульфаты встречаются в качестве примеси к другому осадочному материалу, особенно сульфидам, но также слагают отдельные почти мономинеральные слои. По мнению Бишоффа [4], в результате смешения горячих рассолов, обогащенных кальцием, и вышележащих нормальных морских вод, обогащенных растворенным сульфатом, может произойти пересыщение сульфатом кальция. В случае справедливости этого предположения прослои ангидрита (или гипса) должны также присутствовать и в осадках впадины Дискавери, однако здесь они пока не описаны.

В пробах ангидрита и гипса определено содержание ^{18}O. В слое ангидрита с примесью гипса из колонки 120К (140—150 см) величина $\delta^{18}O = +10{,}07‰$, а в рассоле впадины Атлантис II $\delta^{18}O = 7{,}21‰$, тогда как в сульфат-ионе, растворенном в нормальной воде Красного моря, $\delta^{18}O$ составляет $9{,}14‰$ [34]. Эта же величина в растворенном сульфат-ионе Персидского залива равна $9{,}7‰$.

Исходя из опубликованных ранее данных [32] можно полагать, что ангидрит впадины Атлантис II осаждался скорее из концентрированных рассолов, а не из нормальной морской воды, поскольку сульфатные минералы здесь содержат на 2,5—$2{,}9‰$ больше ^{18}O по сравнению с растворенным сульфат-ионом рассолов. Примерно такие же масштабы фракционирования наблюдались [32] при сопоставлении других эвапоритов с сульфатом, растворенным в морской воде.

Ангидрит, вероятно, не связан с процессом эвапоритизации нормальной воды Красного моря или рассола. Вероятно, он осаждался в результате реакции кальция с сульфат-ионом. Такая реакция могла быстро осуществляться в случае внезапного истечения рассола, о чем свидетельствуют наблюдавшиеся в осадке ненарушенные слои почти чистого сульфата кальция. При столь быстром протекании реакции фракционирование между растворенным и осаждающимся сульфатом, вероятно, должно быть очень небольшим.

Однако после осаждения мог происходить обмен между сульфатом и водой рассола, поскольку для условий существования осадка (температура ~60° С и pH ~ 6,3) полупериод этой обменной реакции составляет около 100 лет [32]. Подобная реакция обмена в равновесных условиях должна бы сопровождаться фракционированием с коэффициентом 1,03, обусловливая величину $\delta^{18}O$ в SO_4^{2-} порядка 31‰, поскольку $\delta^{18}O$ в H_2O концентрированного рассола составляет 1,2‰ [34]. Очевидно, что такой обмен не происходил.

Пока недостаточно информации, чтобы однозначно определить, происходит ли выпадение ангидрита в осадок на границе осадка и рассола в момент излияния новых порций рассола, обогащенного кальцием, или на границе рассола и перекрывающих его нормальных вод, как это предполагает Бишофф [4]. Можно предположить, что проявляются оба процесса. Первому из них обязаны своим появлением прослои почти чистого ангидрита, а с вторым процессом связана примесь сульфата кальция в осадках иного состава.

Ассоциации микроэлементов. В табл. 11 приведены содержания микроэлементов в пробах осадков и сульфидных концентратах нескольких колонок района рассолоносных впадин Красного моря. Можно видеть, что наибольшие концентрации металлов свойственны осадкам впадины Атлантис II. Сульфидные концентраты колонок, отобранных на флангах этой впадины (120К и 85К), также значительно обогащены Zn, Cu и Pb по сравнению с нормальными морскими осадками. В осадках впадины Дискавери содержания металлов меньше, чем в Атлантис II, хотя их концентрации в рассолах двух впадин как будто близки [7]. Содержания металлов в осадках на возвышенности внутри впадины Атлантис II над верхним уровнем распространения рассола (колонка 95К) и за пределами этой впадины (колонка 118К) остаются еще аномально высокими по сравнению с нормальными морскими осадками, но значительно ниже, чем в осадках внутри впадин. Исключение составляет как будто молибден. Найти этому какое-либо объяснение трудно. Можно лишь допустить, что геотермальные флюиды неспособны концентрировать и транспортировать Mo. Возможно также, что молибден осаждался в виде сульфида в глубинных частях геотермальной системы, так что изливавшиеся рассолы были обеднены этим элементом.

Содержания Pb, Cu, Cd и Co очень четко коррелируются с концентрациями цинка (табл. 11). Серебро концентрируется лишь в отдельных сульфидоносных слоях. Вероятно, этот элемент поступал из непостоянно действующего источника или в основном удалялся из растворов на глубине и достигал поверхности лишь в условиях, когда общая концентрация сульфидов в рассолах уменьшалась. Марганец, видимо, концентрируется в несульфидной части осадков. Он, вероятно, входит в состав окислов и карбонатов [4]. Кобальт концентрируется в сульфидной фракции, тогда как никель как будто относительно обогащает остальную часть осадка. За исключением двух слоев (колонка 118К, 385—387 см и колонка 127Р, 610 см), содержание никеля в осадках Красного моря весьма постоянно. Содержания кобальта и никеля достигают наибольших величин в осадках впадины Атлантис II и в нижней части колонки 118К, что, по нашему мнению, связано с гидротермальными процессами.

Как в рассолах, так и в осадках содержания свинца относительно велики, однако рентгенодифрактометрическими исследованиями не удалось выявить какого-либо сульфида свинца. Это позволяет считать, что концентрация свинцовых минералов в осадках очень невелика. Возможно, свинец входит в состав сфалерита в виде тончайшей примеси галенита. Вероятно также, что вхождение свинца в кристаллическую решетку сфалерита частично обусловливает искажения этой структуры (см. табл. 2).

Средние содержания мышьяка в глубоководных морских осадках составляют 10 млн$^{-1}$, а в большинстве магматических пород 2 млн$^{-1}$ и менее [37]. Этот элемент, как известно, имеет тенденцию концентрироваться в сульфидах [17]. Низкие содержания его в рассолах и иловых водах свидетельствуют о том, что он не поступал непрерывно и, видимо, тесно связан с сульфидным ионом.

Селен в морских осадках обычно встречается в крайне незначительных количествах ($<$1 млн$^{-1}$ [49]). Обычно этот элемент концентрируется в халькопирите и в меньшей степени в сфалерите [50]. По нашим определениям содержание селена в районе слегка повышенное, причем наибольшие его концентрации приурочены к осадкам, развитым вне рассолоносных впадин. Возможно, селен концентрировался вблизи своего источника и почти не переносился рассолом.

СИНГЕНЕТИЧЕСКОЕ ИЛИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ?

Механизм образования сульфидов неизменно привлекает большое внимание. Можно с полным основанием полагать, что если бы сульфидоносные осадки Красного моря литифицировались, а затем были обнаружены в составе континентальных толщ, то они определялись бы как стратиформное полиметаллическое месторождение. Поскольку мы знаем, что эти рудные осадки имеют аутигенную природу, их следует определять как эксгаляционно-осадочные или гидротермально-осадочные [43, 16].

Во многих публикациях, например [11, 12, 13], допускается, что стратиформные месторождения имеют эпигенетическое происхождение и образуются в результате позднего переотложения сульфидов, имеющих биогенно-осадочную первичную природу и выщелоченных из глинистых сланцев. Считают также [43], что источником металлов стратиформных месторождений были вулканические или интрузивные породы, а возможно [16], что обогащенные металлами флюиды поступали по разломам и трещинам в обескислороженные эпиконтинентальные моря, где биогенным способом и отлагались сульфиды. Такое происхождение приписывается, например, некоторым австралийским месторождениям и медистым сланцам цехштейна.

Данные по рудоносным осадкам Красного моря позволяют поддержать гипотезу поступления металлов с флюидами, но лишь применительно к участкам, непосредственно прилегающим к месту максимального сульфидоотложения, где, очевидно, происходит и разгрузка рассолов. Рассмотренные в настоящей статье сведения о величинах отношения $^{34}S/^{32}S$ свидетельствуют, что сера сульфидов в осадки Красного моря поступала из двух вполне определенных источников и имеет биогенное происхождение вне впадины Атлантис II и гидротермальное внутри этой впадины. В осадках впадины Атлантис II не удалось установить признаков аутигенного замещения биогенного пирита сульфидами других металлов. В случае справедливости такого предположения величины $\delta^{34}S$ в осадках впадин Дискавери и Атлантис II должны быть очень близкими. Однако нельзя исключить возможность замещения одних металлов другими в сульфидах под воздействием рудоносных рассолов. Так, рудоносные рассолы на глубине могут быть относительно обогащены менее растворимыми сульфидами меди и серебра.

Мы полагаем, что термины «сингенетический» и «эпигенетический» применительно к стратиформным сульфидным месторождениям гидротермально-осадочного типа не обязательно означают два различных и самостоятельных процесса, а относятся к одновременно проявляющимся ступеням единого процесса диагенеза. Непосредственно на поверхности раздела осадка и воды может происходить отложение одной серии сульфидов металлов, тогда как на некоторой глубине в тех же осадках будет осуществляться при участии

иловых вод замещение сульфидов. Этим процессом, в частности, можно объяснить особенности распределения серебра в красноморских осадках.

Сульфидные осадки и рассолы озера Солтон-Си представляют собой другой пример геотермальной системы, способной создать рудное месторождение. По данным Скиннера и соавторов [42], рассол, содержание сульфидных компонентов в котором составляет около 30 млн$^{-1}$, находится в горных породах в равновесии с твердыми сульфидами, причем какие-либо признаки замещения пирита отсутствуют. При понижении температуры и давления первыми отлагаются наименее растворимые сульфиды меди и серебра. Отложение сульфидов из такого раствора при миграции сквозь литифицированные вмещающие породы, не обязательно осадочные, приведет к появлению рудных скоплений, которые можно рассматривать как эпигенетические. Если тот же раствор достигнет поверхности и из него начнется отложение в осадочном бассейне (например, озеро Солтон-Си), то такие сульфидные осадки придется рассматривать как сингенетические.

Особый интерес представляют вариации величины отношения Co/Ni. По мнению Девидсона [11], эта величина позволяет судить о происхождении рудоносных флюидов. Девидсон полагает, что величина Co/Ni больше 1 характерна для флюидов, отделившихся от гранитных интрузивов или выщелачивавших гранитоиды, тогда как в осадках и основных магматических породах это отношение всегда ниже единицы. В пирите и халькопирите кембрийских вулканических пород величина отношения Co/Ni оказалась высокой (от 0,2 до 4,5), тогда как в ассоциациях сфалерита и галенита в тех же породах обнаружились пониженные значения величин отношения Co/Ni [33]. В этом случае был сделан вывод, что Co и Ni из вулканических эксгаляций соосаждались преимущественно с сульфидами железа и меди. В изученных нами рудных осадках отсутствуют какие-либо признаки связи с вулканической деятельностью, отсутствуют доказательства замещений на поверхности осадка и предпочтительной концентрации кобальта по сравнению с никелем в пирите или халькопирите в отличие от сфалерита.

МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД В ОСАДКАХ КРАСНОГО МОРЯ

Исходя из приведенных выше результатов наших исследований и выдвинутых положений можно следующим образом обрисовать механизм формирования сульфидных руд Красного моря.

1. Источником металлов служили глинистые сланцы и осадки, подстилающие бассейн Красного моря. Возможно, дополнительным их источником были магматические породы, но содержания микроэлементов в сильной мере противоречат такому предположению.

2. Флюид, растворивший и транспортировавший металлы, мог возникнуть в результате просачивания вниз поверхностных вод Красного моря, как это предполагает Крейг [10], исходя из соотношений $\delta^{18}O/\delta D$. Воды могли отделяться также в процессе дегидратации гипса и превращении его в ангидрит. По Девидсону [13], из 1 м^3 гипса может выделиться 0,486 м^3 воды, тогда как мощность миоценовых эвапоритов в бассейне Красного моря местами достигает 3 км [24]. Так, формация Магерсум, развитая в основании одноименного острова, расположенная западнее изученных рассолоносных впадин, имеет мощность 1435 м и состоит из толщи каменной соли мощностью 465 м, перекрытой пластами гипса и ангидрита, переслаивающимися с песчаниками [24]. Предполагают, что миоценовый залив Клисмик протягивался от Средиземного моря почти до Индийского океана. Осадки этого бассейна представляют собой грандиозное тело эвапоритов, занимающее площадь в сотни и тысячи

квадратных километров. За счет такого источника, несомненно, должны возникать очень концентрированные рассолы. Количество воды, которое может здесь возникнуть в результате превращения гипса в ангидрит, несомненно, превышает объем рассолов впадины Атлантис II (около 10 км^3).

Недавние исследования показали, что комплексы металлов с хлоридами устойчивы даже в присутствии сульфидного иона в количестве 15 млн$^{-1}$, как это имеет место в рассоле озера Солтон-Си, и могут мигрировать с таким рассолом [52]. Рассолы подобного типа, особенно при повышенных температурах, должны производить интенсивное выщелачивание.

3. Геотермический прогрев в срединной долине Красного моря приводил к повышению температуры рассолов, увеличивал его способность к выщелачиванию и понижал удельный вес рассолов. По геофизическим данным [15], отделение Африки от Азии происходит по оси Красного моря. С этим процессом связано возникновение трещин, по которым вследствие градиента плотностей и при содействии давления газов может происходить подъем рассолов.

4. Предполагается, что рассолы поднимались по небольшим каналам, выходящим на поверхность по впадине Атлантис II. Из этих каналов периодически происходили излияния обогащенных сульфидами растворов, сульфидный ион которых возник в результате восстановления сульфата при участии органического вещества глинистых сланцев в процессе гидротермальной деятельности на дне моря. В бассейне Атлантис II происходило осаждение металлических сульфидов. Изредка сульфидоносные рассолы переливались из впадины Атлантис II в прилегающие депрессии. Основание для такого предположения можно найти в изучении величины отношения $^{34}S/^{32}S$. Чаще из впадины Атлантис II изливались металлоносные, но лишенные сульфидного иона рассолы. В таких случаях рассолы реагировали вне впадины Атлантис II с сероводородом биогенного происхождения, генерировавшимся в осадках при благоприятных условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ault W. V., Kulp J. L.*, Isotopic geochemistry of sulphur, Geochim. et Cosmochim. Acta, **16**, 201, 1959.
2. *Ault W. V., Kulp J. L.*, Sulfur isotopes and ore deposits, Econ. Geol., **55**, 73, 1960.
3. *Barton P. B., Jr.*, Possible role of organic matter in the precipitation of the Mississippi Valley ores, Econ. Geol., **3**, 371, 1967.
4. *Bischoff J. L.*, Red Sea geothermal deposits, their mineralogy, chemistry and genesis, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 368—401, 1969.
5. *Bischoff J. L., Manheim F. T.*, Economic potential of the Red Sea heavy mineral deposits, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 535—541, 1969.
6. *Brewer P. G., Riley J. P., Culkin F.*, The chemical composition of the hot salty water from the bottom of the Red Sea, Deep Sea Res., **12**, 497, 1965.
7. *Brooks R. R., Kaplan I. R., Peterson M. N. A.*, Trace element composition of the Red Sea geothermal brine and interstitial water, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 180—203, 1969.
8. *Burnham C. W.*, Lattice constant refinement, Carnegie Inst. Wash. Yearbook, **61**, 132, 1962.
9. *Chester R.*, Elemental geochemistry of marine sediments, in Chemical Oceanography, J. P. Riley and G. Skirrow (eds.), **2**, 23, 1965.
10. *Craig H.*, Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines, Science, **154**, 15,44, 1966.
11. *Davidson C. F.*, On the cobalt-nickel ratio in ore deposits, Mining Mag., **106**, 78, 1962a.
12. *Davidson C. F.*, The origin of some strata-bound sulfide ore deposits, Econ. Geol., **57**, 265, 1962b.
13. *Davidson C. F.*, A possible mode of origin of strata-bound copper ores, Econ. Geol., **60**, 942, 1965.
14. *Degens E. T., Ross D. A.*, Hot brines and heavy metals in the Red Sea, Oceanus, **13**, 24, 1967.
15. *Drake C. L., Girdler R. W.*, A geophysical study of the Red Sea, Geophys. J. Roy. Ast. Soc., 8, 473, 1964.

16. *Dunham K. C.*, Neptunist concepts in ore genesis, Econ. Geol., **59**, 1, 1964.
17. *Fleischer M.*, Minor elements in some sulfide minerals, Econ. Geol., 50th anniv. vol., 970, 1955.
18. *Gavelin S., Parwel A., Ryhage R.*, Sulfur isotope fractionation in sulfide mineralization, Econ. Geol., **55**, 510, 1960.
19. *Germanov A. I.*, Geochemical sugnificance of organic mater in the hydrothermal process, Geochemistry International, **2**, 643, 1965.
20. *Gross W. H., Thode H. G.*, Ore and the source of acid intrusives using sulfur isotopes, Econ. Geol., **60**, 576, 1965.
21. *Hardie L. A.*, The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure, Am. Min., **52**, 171, 1967.
22. *Harrison A. G., Thode H. G.*, The kinetic isotope effect in the chemical reduction of sulphate, Trans. Farad. Soc., **53**, 1648, 1957.
23. *Hartmann M., Nielsen H.*, Sulfur isotopes in the hot brine and sediment of Atlantis II Deep (Red Sea), Marine Geol., **4**, 305, 1966.
24. *Heybroek F.*, The Red Sea Miocene Evaporite Basin, *in* Salt Basins Around Africa, Inst. Petroleum, London, 17, 1965.
25. *Holser W. T., Kaplan I. R.*, Isotope geochemistry of sedimentary sulfates, Chem. Geol., **1**, 93, 1966.
26. *Hulston J. R., McCabe W. J.*, Mass spectrometer measurements in the thermal areas of New Zealand, Part 2, Carbon isotopic ratios, Geochim. et Cosmochim. Acta, **26**, 399, 1962.
27. *Hunt J. M., Hays E. E., Degens E. T., Ross D. A.*, Red Sea: detailed survey of hot brine area, Science, **156**, 512, 1967.
28. *Kaplan I. R., Emery K. O., Rittenberg S. C.*, The distribution and isotopic abundance of sulphur in recent marine sediments off Southern California, Geochim. et Cosmochim. Acta, **27**, 297, 1963.
29. *Kaplan I. R., Rittenber S. C.*, Microbial fractionation of sulphyr isotopes, J. Gen. Microbiol., **34**, 195, 1964.
30. *Лебедев Л. М.*, Современное образование сфалерита в производственных сооружениях Челекенского месторождения, ДАН СССР, 175, № 4, 1967.
31. *Lebedev L. M.*, Metacolloids in Endogenetic Deposits, Plenum Press, New York, 1, 1967b.
32. *Lloyd R. M.*, Oxygen-18 composition of oceanic sulfate, Science, **156**, 1228, 1967.
33. *Loflus-Hills G., Solomon M.*, Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis, Min. Deposita, **2**, 228, 1967.
34. *Longinelli A., Craig H.*, Oxygen-18 variations in sulfate ions in sea water and saline lakes, Science, **156**, 56, 1967.
35. *Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.*, Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea, Geochim. et Cosmochim. Acta, **30**, 341, 1966.
36. *Nakai N., Jensen M. L.*, Sulfur isotope fractionation by bacterial oxidation and reduction of sulfur, Geochim. et Cosmochim. Acta, **28**, 1893, 1964.
37. *Onishi H., Sandell E. B.*, Geochemistry of arsenic, Geochim. et Cosmochim. Acta, **7**, 1, 1955.
38. *Presley B. J., Books R. R., Kappel H. M.*, A simple squeezer for removal of interstitial water from ocean sediments, J. Marine Res., **25**, 355, 1967.
39. *Riley J. P.*, The hot saline waters of the Red Sea bottom and their related sediments, in Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., H. Barnes (ed.), **5**, 141, 1967.
40. *Sakai H.*, Fractionation of sulfur isotopes in nature, Geochim. et Cosmochim. Acta, **12**, 150, 1957.
41. *Skinner B. J., Barton P. B., Kullerud G.*, Effect of FeS on the unit cell edge of sphalerite, A revision, Econ. Geol., **54**, 1040, 1959.
42. *Skinner B. J., White D. E., Rose H. J., Mays R. E.*, Sulfides associated with the Salton Sea geothermal brine, Econ. Geol., **62**, 316, 1967.
43. *Stanto R. L.*, The application of sulphur isotope studies in ore genesis theory — a suggested model, N.Z.J. Geol. Geophys., **3**, 375, 1960.
44. *Steiner A., Rafter T. A.*, Sulfur isotopes in pyrite, pyrrhotite, alunite and anhydrite from steam wells in the Taupo volcanic zone, New Zealand, Econ. Geol., **61**, 1115, 1966.
45. *Tatsumi T.*, Sulfur isotopic fractionation between coexisting sulfide minerals from Japanese ore deposits, Econ. Geol., **60**, 1645, 1965.
46. *Toland W. G.*, Oxidation of organic compounds with aqueous sulfate, J. Am. Chem. Soc., **82**, 1911, 1960.
47. *Trüper H. G.*, Bacterial sulfate reduction in the Red Sea hot brines, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 263—271, 1969.
48. *Trudge A. P., Thode H. G.*, Thermodynamic properties of isotopic compounds of sulphur, Canad. J. Res., **28B**, 567, 1950.
49. *Turekian K. K., Wedepohl K. H.*, Distribution of the elements in some major units of the earth's crust, Bull. Geol. Soc. Am., **72**, 175, 1961.
50. *Vlasov K. A.*, Geochemistry of rare elements, Jerusalem, **1**, 552, 1966.
51. *Watson S. W., Waterbury J. B.*, The sterile hot brines of the Red Sea, *in* Hot brines in the Red Sea, 1969.
52. *White D. E.*, Ore forming fluids of diverse origins, Econ. Geol., **63**, 301, 1968.

ИЗОТОПЫ СВИНЦА В ОСАДКАХ ВПАДИН АТЛАНТИС II И ДИСКАВЕРИ

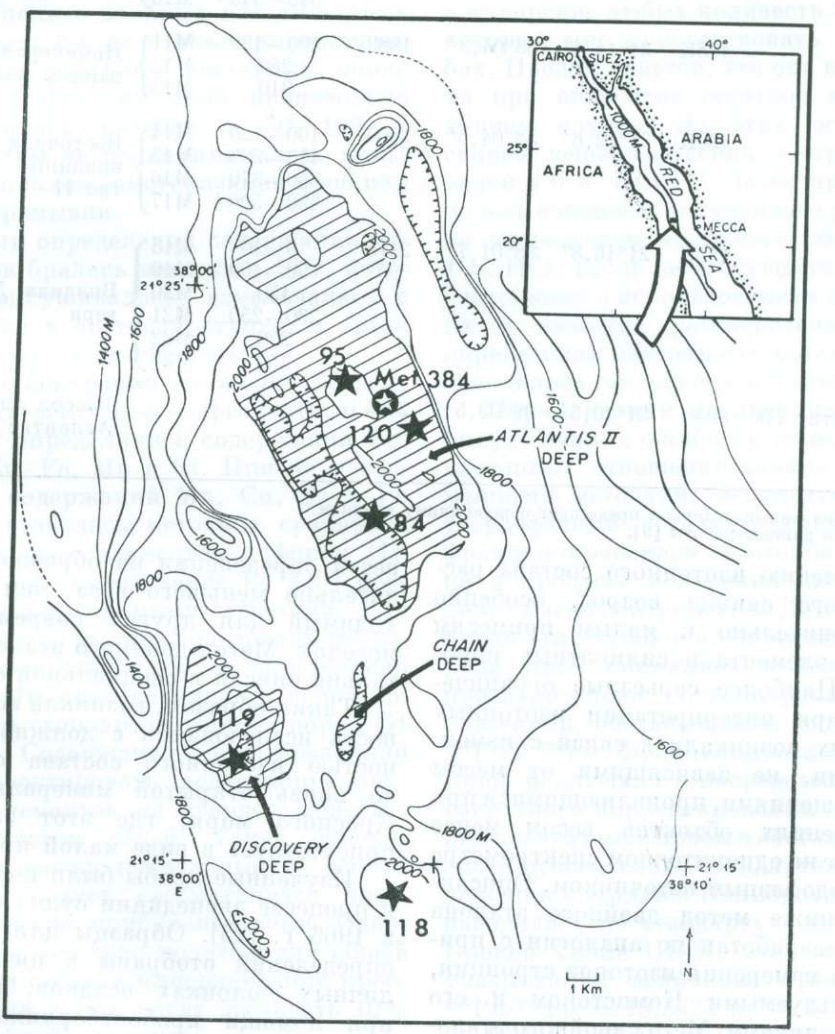
Дж. Купер, Дж. Ричардс

Австралийский национальный университет, Канберра

ВВЕДЕНИЕ

Соотношения стабильных изотопов свинца, как известно, широко используются как при определении абсолютного возраста различных геологических образований, так и в решении ряда генетических вопросов.

В последнее время в связи с усовершенствованием методики интерес



Ф и г. 1. Место взятия проб, использованных для изучения изотопного состава свинца осадков Красного моря.

Таблица 1

Колонки, опробованные при изучении изотопного состава свинца

Экспедиция	Станция	Координаты		Глубина, м	Глубина от поверхности дна, см	Лабораторный индекс пробы	Местоположение
		в. д.	с. ш.				
«Метеор I»	384	21°23′	38°04′	2091		M1	Впадина Атлантис II
«Чейн-61»	84K	21°21,0′	38°03,8′	2164	120—130	M2	Южная часть впадины Атлантис II
					180—190	M3	
					260—270	M4	
					340—350	M5	
					390—400	M6	
	95K	21°23,4′	38°03,3′	1910	0—100	M7	Возвышенность во впадине Атлантис II
					140—150	M8	
					170—185	M9	
					340—345 [1]	M10	
	118K	21°14,4′	38°04,3′	1989	100—120	M11	Неминерализованный район
					250	M12	
					310	M13	
	120K	21°22,6′	38°04,5′	2060	100—120	M14	Восточная часть впадины Атлантис II
					450—280	M15	
					350—370	M16	
					490—500 [1]	M17	
	119K	21°16,8′	38°01,7′	2175	0—10	M18	Впадина Дискавери
					90—100	M19	
					150	M20	
					230—250	M21	
					290	M22	
					350	M23	
«Атлантис II»	543	21°20,5′	39°03,5′	2064			Рассол впадины Атлантис II [2]

[1] Указанный интервал превышает общую длину колонки.
[2] По данным работы [9].

к изучению изотопного состава рассеянного свинца возрос, особенно применительно к малым примесям этого элемента в силикатных породах. Наиболее серьезные ограничения при интерпретации изотопных данных возникали в связи с изменчивыми, не зависящими от массы возмущениями, проявляющимися при измерениях объектов весом менее 50 мкг на однониточном спектрометре с твердофазным источником. Описанный ниже метод двойного эталона был разработан по аналогии с приемами измерения изотопов стронция, используемыми Компстоном и его сотрудниками. Метод двойного эталона сильно уменьшает упомянутые возмущения, позволяя вместе с тем вести определения на образцах значительно меньшего веса, чем необходимый для других современных методик. Метод двойного эталона детально описан в специальной статье.

Таким образом, возникла возможность исследования с должной точностью изотопного состава свинца во вновь открытой минерализации Красного моря, где этот элемент присутствует в виде малой примеси.

Изученные пробы были получены в процессе экспедиции судна «Чейн» в 1966 г. [25]. Образцы для наших определений отобраны в пяти различных колонках осадков, взятых при помощи пробоотборника типа Кастен: две колонки из впадины Атлантис II (84K и 120K), одна с

возвышенности, выступающей над изобатой 2000 м, внутри впадины Атлантис II (95К), одна из впадины Дискавери (119К) и одна из явно не минерализованного участка, расположенного южнее рассолоносных впадин (118К). Кроме того, одна проба, взятая пробоотборником типа Бумеранг, была получена из материалов экспедиций на судне «Метеор» [10]. Места взятия проб показаны на фиг. 1, а глубина опробования — в табл. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЙ

Пробы для наших определений поступали в двойных пластмассовых пакетах; вес их с окклюдированным иловым рассолом составлял около 500 г. Из этих проб произвольно отбирались навески в 30—100 г, при этом не предпринималось никаких попыток гомогенизации проб или их промывки.

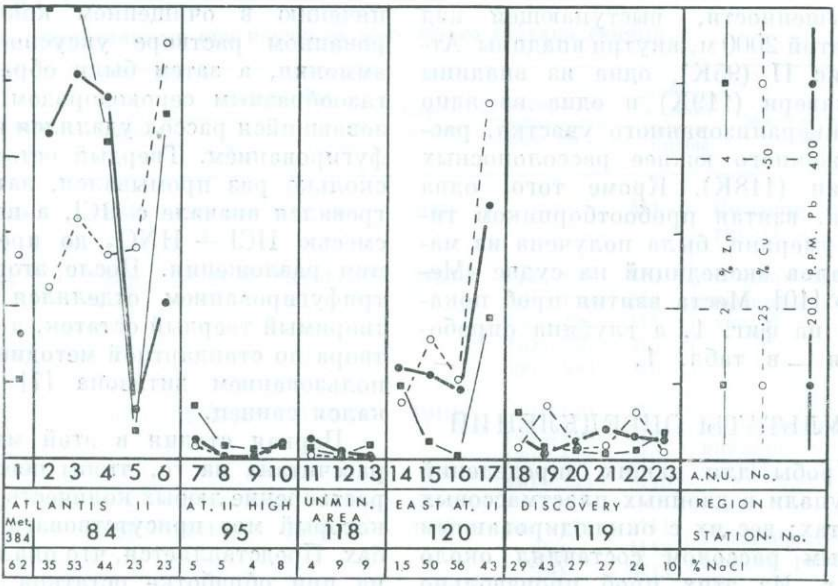
Для определения содержания металлов бралась навеска в 10 г, которая высушивалась, измельчалась в ацетоне в агатовой ступке, а затем повторно высушивалась.

Концентрации металлов. Во всех пробах рентгенофлюоресцентным методом определялись содержания Pb, Zn, Cu, Fe, Mn и Cl. При определениях содержаний Mn, Cu, Zn и Pb использовалась методика сравнения пиков этих элементов с фоном [1], тогда как определение Fe и Cl производилось прямыми отсчетами. Для Zn, Cu и Cl были использованы искусственные стандарты, а определения Fe и Mn производились с использованием стандартов горных пород G1 и W1. Содержания хлора позволили откорректировать содержания других элементов на твердое вещество за вычетом солей. Такие оценки, схематически показанные на фиг. 2 и 3, следует рассматривать лишь как весьма приблизительные. Однако они довольно полезны для общей оценки степени минерализации проб. Ошибки в них могут достигать 10% указанной величины.

Химическое выделение свинца. Первые шесть проб подверглись кипячению в очищенном концентрированном растворе уксуснокислого аммония, а затем были обработаны газообразным сероводородом. Образовавшийся рассол удалялся центрифугированием. Твердый остаток несколько раз промывался, затем нагревался вначале с HCl, а потом со смесью $HCl + HNO_3$ до прекращения разложения. После этого центрифугированием отделялся нерастворимый твердый остаток, а из раствора по стандартной методике с использованием дитизона [7] извлекался свинец.

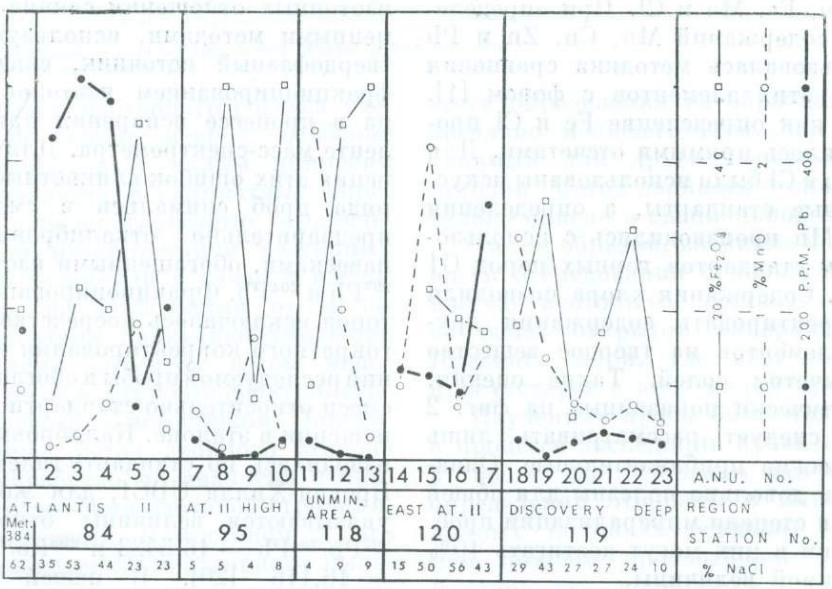
Первая стадия в этой методике рассчитана на то, чтобы обеспечить растворение любых количеств $PbSO_4$, который мог присутствовать в пробах. Представляется, что она не нужна при обработке остатков проб в данном случае. Из этих остатков свинец непосредственно экстрагировался в 6 н. HCl [4]. Затем производилось очищение полученного раствора посредством анионного обмена с 1 н. HCl, после чего осуществлялась экстракция с использованием дитизона в качестве растворителя. Все определения изотопного состава производились на оксалате свинца [6].

Нормализация по двойному эталону. Главные ошибки в измерениях изотопных отношений свинца современными методами, использующими твердофазный источник, связаны с фракционированием изотопов свинца в процессе испарения пробы на ленте масс-спектрометра. Для устранения этих ошибок аликвотные части ряда проб снимались в смесях с предварительно откалиброванными навесками, обогащенными изотопами ^{207}Pb и ^{204}Pb. Фракционирование изотопов исключалось посредством многократного корректирования измерений исследуемой пробы и обогащенной смеси относительно стандартного отношения в эталоне. Калибровка производилась по стандарту галенита из Брокен-Хилла UBC1, для которого указываются величины отношения $^{207}Pb/^{204}Pb = 15{,}5423$ и $^{206}Pb/^{204}Pb = 16{,}116$ [20]. В нашей работе была принята несколько откорректированная для конкретных условий



Ф и г. 2. Вариационные диаграммы содержаний свинца, меди и цинка в высушенных и обессоленных осадках Красного моря.

величина отношения $^{208}Pb/^{206}Pb$, что позволяло правильнее оценивать соотношения пробы и эталона. Произведенную корректировку нельзя считать абсолютно точной, но тем не менее она позволяет непосредственно сопоставлять полученные нормализованные величины с опубликованной «кривой эволюции рудного свинца» и многочисленными определениями изотопов свинца с газовым источником, на которых основана упомянутая кривая и которые установлены с использованием в качестве стандарта брокен-хиллского галенита [27, 17, 24]. Наши данные полностью со-



Ф и г. 3. Вариационные диаграммы содержаний свинца, марганца и железа в высушенных и обессоленных осадках Красного моря.

поставимы с другими изотопными определениями, выполненными с использованием в качестве материала анализа твердых щавелевокислых солей.

Масс-спектрометрия. Величины отношений изотопов свинца определялись на однофокусном 60°-ном масс-спектрометре с радиусом центральной траектории 12 дюймов. При этом использовались ленточный источник с термической ионизацией и одношелевой коллектор. Для наблюдения соотношений изотопов применялась обычная методика магнитной развертки пиков с использованием переменных напряжений, а также цифрового записывающего устройства [5]. Отношения изотопов эталона получались быстрее при большей величине ускоряющего напряжения по сравнению со средним используемым. Наличие различных напряжений учитывалось при введении поправки на фракционирование [2]. Изотопные отношения измерялись в следующем порядке 208/206, 206/204, 207/206, 208/206; совпадение двух определений отношения 208/206 позволило производить одновременную корректировку всех отношений на фракционирование в течение опыта. Воспроизводимость определений в опытах без эталона в среднем составляла для отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ 0,04%, а для отношений $^{208}Pb/^{206}Pb$ и $^{207}Pb//^{206}Pb$—0,02% (при среднем доверительном интервале 95%).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Минерализация в пробах осадков. Видимый случайный характер распределения содержаний элементов на вариационных диаграммах осадков фиг. 2 и 3 объясняется тонкой слоистостью, наблюдающейся в колонках, обусловленной сложной сменой условий седиментации [16]. Содержание свинца в осадках варьирует в пределах двух порядков, тем не менее он неизменно присутствует. Вариации содержания свинца обычно прямо коррелируются с распределением меди и цинка, но не обнаруживают ясных соотношений с распределением железа и марганца. Подобный характер распределения рудных элементов позволяет считать, что пробы с повышенным содержанием свинца должны давать его изотопные отношения, точнее отвечающие источнику медно-цинковой минерализации, нежели пробы с пониженными количествами этих трех рудных элементов. В таких осадках на природу изотопных отношений может относительно сильно влиять свинец, поступивший не из рудоносных рассолов. Очевидно, это положение имеет слишком общий характер и не исключено, что в действительности в процессе осаждения металлов из растворов происходило их химическое фракционирование [21, 16]. Тем не менее приведенное выше соображение оказалось полезным при проведении настоящей работы.

В общем представляется, что в пробах М2 — М6 колонки 84, М14 — М17 колонки 120 и в пробе М1, отобранной судном «Метеор», присутствует преимущественно высокотемпературный свинец. В пробах М8 и М9 колонки 95, отобранной на небольшой возвышенности внутри впадины Атлантис II, присутствует относительно большое количество осадочного свинца, содержание которого последовательно уменьшается в этой колонке от пробы М10 к пробе М7. В пробах М18 — М23 колонки 119 из впадины Дискавери обнаруживается наиболее случайное распределение изотопов свинца. Предполагается, что в эту впадину рудоносные рассолы поступали в результате излияния из впадины Атлантис II [16]. Вероятно, при таком излиянии (возможно, в виде турбулентного течения) рассолы перемещались по неконсолидированным карбонатным осадкам, что и было основной причиной указанных различий в величинах изотопных отношений свинца. В пробах М11, М12 и М13 колонки 118, отобранной за пределами рассолоносных впадин, рудные металлы присутствуют в незначительных количествах.

Роль чужеродного материала в рудоносных осадках. Подход к оценке

Таблица 2

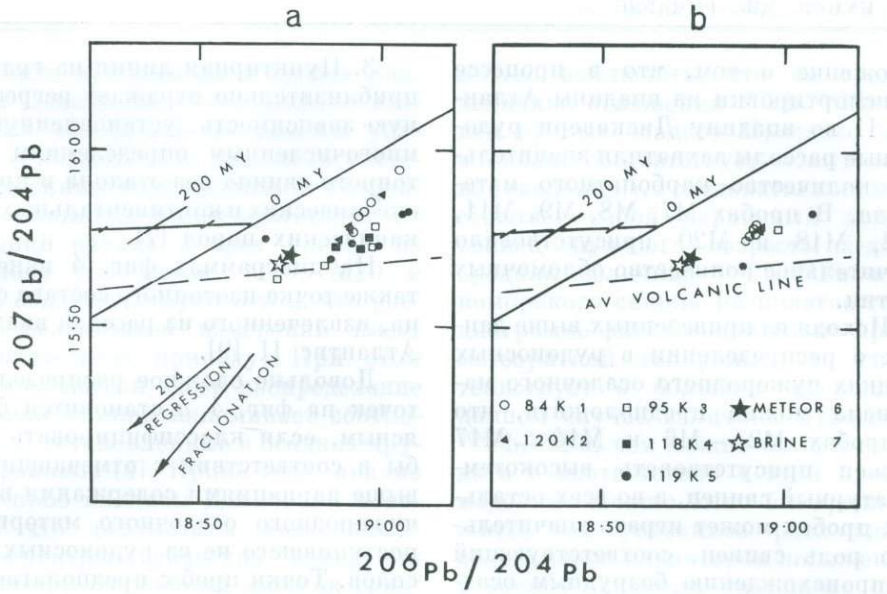
Изотопные отношения в свинце осадков Красного моря

Индекс пробы	206/204	207/206	208/206	207/204	208/204
M1a	$18{,}75_3$	0,8374	$2{,}068_5$	$15{,}70_4$	38,79
	$18{,}75_0$		$2{,}068_1$	$15{,}70_0$	38,78
M2	$18{,}95_6$	0,8349	$2{,}070_9$	$15{,}82_6$	39,26
	$18{,}89_0$	0,8335	$2{,}063_7$	$15{,}74_4$	38,98
M3	$18{,}93_6$	0,8350	$2{,}071_0$	$15{,}81_2$	39,22
	$18{,}91_7$	0,8346	$2{,}068_9$	$15{,}78_8$	39,14
M4	$19{,}05_0$	0,8370	$2{,}080_7$	$15{,}94_5$	39,64
	$18{,}90_5$	0,8338	$2{,}064_7$	$15{,}76_3$	39,03
M5	$18{,}97_2$	0,8356	$2{,}072_2$	$18{,}85_3$	39,31
	$18{,}92_6$	0,8345	$2{,}067_2$	$15{,}79_5$	39,12
M6	$18{,}92_3$	0,8333	$2{,}063_7$	$15{,}76_8$	39,05
	$18{,}92_0$	0,8332	$2{,}063_0$	$15{,}76_4$	39,04
M7	$18{,}84_7$	0,8316	$2{,}055_8$	$15{,}67_3$	38,75
M8	$18{,}71_2$	0,8355	$2{,}056_8$	$15{,}63_4$	38,49
M9	$18{,}98_0$	0,8287	$2{,}054_9$	$15{,}72_7$	39,00
M10	$18{,}98_3$	0,8316	$2{,}058_0$	15.78_6	39,07
	$18{,}98_2$	0,8315	$2{,}057_8$	$15{,}78_4$	39,06
M11	$18{,}96_9$	0,8307	$2{,}060_6$	$15{,}75_8$	39,09
M12	$18{,}94_2$	0,8299	$2{,}056_8$	$15{,}72_0$	38,96
M13	$18{,}87_5$	0,8333	$2{,}062_3$	$15{,}72_8$	38,93
M14	$18{,}91_4$	0,8343	$2{,}067_0$	$15{,}78_0$	39,10
M15	$18{,}92_2$	0,8341	$2{,}066_5$	$15{,}78_2$	39,10
	$18{,}92_1$	0,8340	$2{,}066_3$	$15{,}78_1$	39,10
M16	$18{,}88_8$	0,8338	$2{,}063_9$	$15{,}74_9$	38,98
M17	$19{,}00_3$	0,8356	$2{,}074_4$	$15{,}87_8$	39,42
	$18{,}93_1$	0,8340	$2{,}066_4$	$15{,}78_7$	39,12
M18	$18{,}68_2$	0,8430	$2{,}078_0$	$15{,}74_9$	38,82
M19	$18{,}86_0$	0,8320	$2{,}058_4$	$15{,}69_1$	38,82
M20	$18{,}92_5$	0,8311	$2{,}059_6$	$15{,}72_8$	38,98
	$18{,}88_1$		$2{,}054_9$	$15{,}67_5$	38,80
M21	$19{,}07_3$	0,8296	$2{,}063_0$	$15{,}82_2$	39,35
	$19{,}07_4$	0,8302	$2{,}063_1$	$15{,}82_3$	39,35
M22	$19{,}05_9$	0,8301	$2{,}062_5$	$15{,}82_0$	39,31
M23	$18{,}99_0$	0,8283	$2{,}056_1$	$15{,}73_0$	39,05

Цифры, приведенные в дополнительной колонке несколько правее и ниже некоторых величин,— результаты определений, откорректированные на фракционирование изотопов по методике двойного эталонирования.

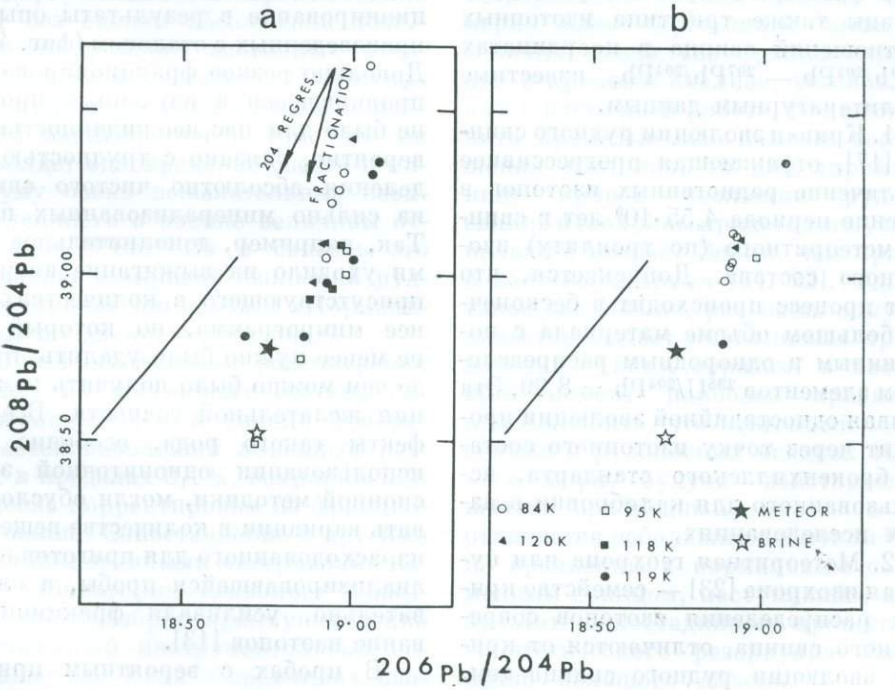
природы рудоносных проб должен быть иным в том случае, если в них присутствует чужеродный осадочный материал. Присутствие карбонатного вещества в осадках Красного моря определяется простейшим испытанием высушенного осадка на вскипание с кислотой [29, 14]. Это испытание показало, что в пробах колонок 84 и 120 из впадины Атлантис II карбонаты отсутствуют. Материал проб M7 и M9 колонки 95 из локальной возвышенности внутри впадины Атлантис II вскипал интенсивно, тогда как в двух других пробах из этой же колонки (M7 и M9) реакция на карбонат дала отрицательные результаты. В колонке 118, взятой за пределами рассолоносных впадин, две пробы (M11 и M12) вскипали интенсивно, а третья, M13, неожиданно не дала положительной реакции на карбонатность. Во всех пробах из впадины Дискавери присутствует карбонатный материал: пробы M18, M19, M22 и M23 вскипали очень интенсивно, а пробы M19 и M21 — относительно слабо. Проба M1 («Метеор») не реагировала на кислоту.

Характер распределения в изученных осадках карбонатного вещества свидетельствует о колебаниях уровня рассолов, что приводило к пульсационному рудоотложению, зафиксированному в колонке 95, а также дополнительно подтверждает пред-



Фиг. 4. Взаимозависимость отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$ в осадках Красного моря.

a — определения без эталона; *b* — измерения, нормализованные по двойному эталону для корректировки на фракционирование. Сплошная горизонтальная линия — кривая эволюции изотопного состава для $^{238}U/^{204}Pb = 8{,}99$. Пунктирная линия — средняя регрессия для величин изотопного состава свинца вулканических пород мира по определениям без эталона. *1* — пробы колонки 84К, южная часть впадины Атлантис II; *2* — колонка 120К, восточная часть впадины Атлантис II; *3* — колонка 95К, возвышенность внутри впадины Атлантис II; *4* — колонка 118К, неминерализованный участок за пределами впадин; *5* — колонка 119К, впадина Дискавери; *6* — проба осадка М384, из впадины Атлантис II; *7* — проба рассола станции 543.



Фиг. 5. Зависимость величин отношений $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ в осадках Красного моря.

a — определения без эталона; *b* — измерения, нормализованные по двойному эталону. Сплошная линия — кривая эволюции изотопного состава при $Th/U = 3{,}92$; $Co = 30{,}00$. Условные обозначения теже, что на фиг. 4.

положение о том, что в процессе транспортировки из впадины Атлантис II во впадину Дискавери рудоносные рассолы захватили значительное количество карбонатного материала. В пробах М7, М8, М9, М11, М12, М18 и М20 присутствовало значительное количество обломочных частиц.

Исходя из приведенных выше данных о распределении в рудоносных осадках чужеродного осадочного материала можно предположить, что в пробах М2 — М6 и М14 — М17 должен присутствовать высокотемпературный свинец, а во всех остальных пробах может играть значительную роль свинец, соответствующий по происхождению безрудным осадкам.

Изотопный состав свинца. Во всех двадцати трех изученных пробах были определены изотопные отношения в навесках извлеченного из них свинца без введения эталона. Результаты этих измерений приведены в табл. 2 и на фиг. 4, *а* и 5, *а*. На фиг. 4 показаны также три типа изотопных соотношений свинца в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$, известные по литературным данным.

1. Кривая эволюции рудного свинца [17], отражающая прогрессивное увеличение радиогенных изотопов в течение периода $4{,}55 \cdot 10^9$ лет в свинце метеоритного (по троилиту) изотопного состава. Допускается, что этот процесс происходит в бесконечно большом объеме материала с постоянным и однородным распределением элементов $^{238}U/^{204}Pb = 8{,}99$. Эта кривая одностадийной эволюции проходит через точку изотопного состава брокенхиллского стандарта, использованного для калибровки в наших исследованиях.

2. Метеоритная геохрона или нулевая изохрона [23] — семейство кривых распределения изотопов современного свинца, отличаются от кривой эволюции рудного свинца тем, что фиксируют изотопную эволюцию в отдельных регионах с постоянными, но различными в каждом случае величинами отношения $^{238}U/^{204}Pb$ для периода $4{,}55 \cdot 10^9$ лет.

3. Пунктирная линия на графике приблизительно отражает регрессивную зависимость, установленную по многочисленным определениям изотопного свинца без эталона в пробах океанических и континентальных вулканических пород [7].

На диаграммах фиг. 4 нанесена также точка изотопного состава свинца, извлеченного из рассола впадины Атлантис II [9].

Довольно сложное распределение точек на фиг. 4, *а* становится более ясным, если классифицировать пробы в соответствии с отмечавшимися выше вариациями содержания в них чужеродного осадочного материала, поступившего не из рудоносных рассолов. Точки проб с предполагаемым небольшим содержанием чужеродного материала располагаются близко к линии с наклоном, соответствующим возмущениям, обусловленным массой. Эта группа точек изотопного состава «высокотемпературного» (из рассолов) свинца ложится еще плотнее после введения поправок на фракционирование в результаты опытов, произведенных с эталоном (фиг. 4, *б*). Довольно резкое фракционирование, проявившееся в изученных пробах, не было для нас неожиданностью и, вероятно, связано с трудностью выделения абсолютно чистого свинца из сильно минерализованных проб. Так, например, дополнительное время уходило на выжигание висмута, присутствующего в количествах менее микрограмма, но который тем не менее нужно было удалить, прежде чем можно было получить измерения желательной точности. Все эффекты такого рода, особенно при использовании одноточечной эмиссионной методики, могли обусловливать вариации в количестве вещества израсходованного для приготовления анализировавшейся пробы, а следовательно, усиливали фракционирование изотопов [13].

В пробах с вероятным присутствием повышенного количества чужеродного осадочного материала обнаружились значительно более широкие пределы колебаний величин отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$.

Особенно это заметно в пробах впадины Дискавери. Эти вариации изотопных отношений не удается увязать с какими-либо простыми систематическими возмущениями. Нормализованные величины изотопных отношений свинца в трех пробах из впадины Дискавери (М10, М20 и М21) свидетельствуют о том, что разброс результатов измерений имеет геологическую природу. При этом наблюдающееся здесь распределение изотопов свинца напоминает соотношения, установленные в осадках других районов [4]. Кроме того, анализ трех проб впадины Дискавери показал, что результаты «идеальных» масс-спектрометрических измерений химически очищенных навесок свинца отличаются хорошей воспроизводимостью. Все определения, полученные после нормализации, крайне незначительно отклоняются от калибровочных кривых. Калибровка, как уже отмечалось выше, производилась по широко используемому стандарту галенита из Брокен-Хилла № 1 без оценки абсолютной достоверности величин изотопных отношений в этом стандарте. Преимущества принятого нами способа калибровки заключаются в том, что он позволяет одновременно свести к минимуму очень нежелательные неопределенности в оценке величины отношения $^{207}Pb/^{204}Pb$ и связать это отношение с «кривой эволюции рудного свинца» (см. раздел «Нормализация по двойному эталону»).

При внимательном рассмотрении данных по изотопному составу высокотемпературного свинца обнаруживается небольшой линейный разброс в пределах 0,1%, сохранившийся после корректировки на фракционирование. Сопоставление с другими неопубликованными материалами нашей лаборатории позволяет связывать этот разброс преимущественно с остаточной инструментальной погрешностью. Если в величинах изотопных отношений высокотемпературного свинца и существуют «геологические» вариации, то они настолько малы, что недоступны для определения. Имея все это в виду, можно заключить, что по средней величине отношения $^{207}Pb/^{204}Pb$ свинец рудных осадков Красного моря в общем соответствует концу «кривой эволюции», а следовательно, представляет собой первичный рудный свинец нулевого возраста. Однако средняя величина $^{207}Pb/^{204}Pb$ красноморского свинца располагается на диаграмме фиг. 4 значительно правее метеоритной геохроны, что свидетельствует о большем значении в данном случае величины отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$, чем можно было бы ожидать в соответствии с этой простой моделью. Можно было бы предположить, что указанное расхождение обусловлено характером положенных в основу геохроны изотопных определений, в которые не вводилась поправка на фракционирование при анализе. Однако, для того чтобы современная геохрона и установленная нами средняя величина $^{207}Pb//^{204}Pb$ совместились, общая инструментальная ошибка в определениях метеоритного свинца должна примерно вдвое превышать смещения величин вследствие фракционирования в процессе анализа, установленные в настоящей работе. Если сохранить принятые изначальные соотношения изотопов, то для «примирения» кривой эволюции рудного свинца и геохроны придется допустить больший возраст Земли, чем принят в настоящее время [34, 22]. Однако такое допущение, разрешив одну неясность, создаст много новых противоречий. Таким образом, в настоящий момент наиболее правильно предположить, что изотопный состав свинца в рудоносных осадках Красного моря, будучи действительно весьма однородным, вместе с тем отличается небольшим избытком ^{206}P в по сравнению с нормальным современным свинцом, поступившим в результате одностадийного процесса из гипотетического резервуара бесконечно большого объема.

На фиг. 5 можно видеть разброс фигуративных точек соотношений $^{208}Pb/^{206}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$, также обусловленный фракционированием изотопов в процессе анализа и также

уменьшающийся при измерениях с эталоном. Общая кривая эволюции этих изотопных отношений свинца для источника с постоянным отношением U/Th/Pb, предложенная ранее [17], менее надежна, чем для рассмотренной уже выше пары изотопных отношений, особенно в связи с тем, что при выведении кривой в данном случае пришлось несколько подгонять изначальную величину отношения $^{208}Pb/^{206}Pb$. На фиг. 5 величины отношения $^{208}Pb/^{204}Pb$ с учетом некоторой ненадежности общей кривой следует считать расположившимися поблизости от значений современного свинца, но опять-таки в «будущем» по отношению к принятому концу кривой эволюции.

Несколько обособленное положение занимает точка, отвечающая изотопному составу свинца пробы М1, отобранной экспедицией на судне «Метеор». Эта проба по изотопному составу свинца занимает промежуточное положение между остальными пробами осадков и проанализированной ранее [9] пробой рассола. Было показано [26] наличие четкой термической расслоенности рассолов Красного моря. Это позволяет предполагать, что в пределах периода, относительно краткого по сравнению со скоростью проявления процессов диффузии вещества и теплопереноса, во впадине Атлантис II произошло два или даже три излияния рассолов. В верхнем переходном слое рассолов впадины Атлантис II было установлено [35] присутствие анаэробных бактерий, в том числе сульфатредуцирующих. Вместе с тем, судя по ограниченным определениям изотопного состава серы, сульфатредуцирующие бактерии не участвовали в процессах осаждения сульфидов [15]. Эти определения производились в пробах из той же колонки осадков, из которой была отобрана и изученная нами проба М1. Исходя из отмеченного выше следует полагать, что осаждение рудных минералов в исследуемом осадке происходило химическим путем из верхних (ранних) слоев рассолов и было обусловлено окислением [21, 16] и увеличением щелочности в рассолах при их взаимодействии с вышележащей нормальной морской водой. Выпадению рудного вещества в осадок должны были способствовать повышающие щелочность реакции рассолов с неконсолидированными карбонатными осадками и понижение растворимости вследствие уменьшения температуры. Во всех случаях большая часть проанализированного к настоящему времени осажденного вещества, вероятно, поступила из верхнего слоя рассолов или даже из еще более ранних их порций, для характеристики которых невозможно сейчас получить никаких гидрографических данных [1]. Проба М1 в отличие от остальных изученных нами была взята пробоотборником типа Бумеранг из самого верхнего слоя осадков, соприкасавшихся с наиболее поздним слоем рассолов с температурой 56° С. Проба рассола, в которой был определен изотопный состав свинца [9], отобрана на глубине 2064 м, из нижней части слоя рассолов с температурой 56° С. Таким образом, возникает необходимость объяснения причин различия изотопного состава свинца в поздних и ранних порциях рассолов. Решить в деталях этот вопрос весьма трудно. Термальные рассолы наиболее поздней порции представляют собой активный растворитель металлов, а содержание свинца в них значительно меньше (0,5 млн$^{-1}$ [9]), чем в других аналогичных горячих рассолах (100 млн$^{-1}$, [36, 11]). Можно предположить, что свинец рассолов с температурой 56° С частично поступил в результате экстракции из чужеродного источника. Аналогичные предположения, конечно, возможны и в отношении более ранних порций рассолов, хотя в подтверждение этому нет никаких данных, кроме сравнительно низкого содержания свинца в верхних пяти метрах рудоносных осадков ($<$500 млн$^{-1}$, фиг. 2). Таким образом, при-

[1] Высказана иная точка зрения [35]: сера сульфидов поступала в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий в переходном слое рассолов.

ходится признать, что сейчас еще нельзя найти удовлетворительного объяснения различиям изотопного состава свинца в рассоле с температурой 56° С и в пробе М1, с одной стороны, и колонках 84К и 120К, с другой.

Проблемы генезиса руд. Если пока не учитывать два выпадающих из общего ряда определения изотопного состава свинца и рассматривать только данные по колонкам 84К и 120К, то можно констатировать, несомненно, однородный изотопный характер свинца, отвечающий одному определенному источнику минерализации. Вместе с тем изменчивые величины изотопных отношений в свинце других колонок осадков (в том числе в колонке 119К из впадины Дискавери) объясняются локальным загрязнением чужеродным осадочным материалом. Этот вывод наиболее правдоподобен, однако в полной мере обоснованным он станет лишь в том случае, когда произойдет поступление новой порции рассолов и в ней удастся установить присутствие высокотемпературного свинца того же изотопного состава, что и в осадках колонок 84К и 120К.

Важно было бы решить вопрос о происхождении рудных металлов красноморских рассолов — поступили ли они из магматического источника или были выщелочены из пород, сквозь которые просачивались рассолы. Крейг [8] показал, что по содержанию изотопов ^{18}O и ^{2}D вода рассолов соответствует нормальным водам Красного моря (для наших целей уже не имеют значения доказательства Крейга в пользу поступления вод конкретно из района Баб-эль-Мандебского пролива). По результатам других исследователей [12, 18, 19] можно как будто полагать, что вода рассолов могла поступить из эвапоритовых толщ, развитых в бассейне Красного моря. Эти исследователи предположили также, что в центральном троге рифта Красного моря на очень небольшой глубине залегают основные интрузивы. Отмечались [16] очень интенсивные узко локальные тепловые потоки в отдельных участках впадины Атлантис II, что также позволяет предполагать присутствие магматических расплавов под этой наиболее глубокой частью рифтовой зоны. При наличии поблизости магматического очага можно полагать, что именно он и был источником металлов в рудоносных рассолах. Данные определений изотопного состава свинца свидетельствуют о том, что вряд ли этот элемент поступал из вмещающих пород. Немногие анализы свинцовых минералов из месторождений Аравийского полуострова и Египта показали, что по изотопному составу свинец здесь близок к присутствующему в красноморских осадках [9]. При более обстоятельном исследовании [11] очень высокотемпературных рассолов и вмещающих пород с больших глубин в районе озера Солтон-Си был сделан вывод, что в этом случае свинец поступал в рассолы в результате выщелачивания осадочных и вулканических пород. Нам, однако, представляется, что такой вывод нельзя считать однозначным исходя из представленного материала. Рассолы Солтон-Си обогащены не только свинцом, но и другими рудными металлами [36].

Все имеющиеся материалы позволяют считать, что сильно минерализованные рассолы имеют высокотемпературный характер в отличие от слабо минерализованных холодных рассолов. Эти соотношения в большой мере подкрепляют мнение, что минерализованные рассолы появляются лишь поблизости от источника тепла (т. е. магмы).

Интересно сопоставить процессы образования и геологическую ситуацию формирующегося в настоящее время рудного месторождения Красного моря с фактическим материалом и выводами по стратиформным рудным месторождениям [31, 32]. Стентон [31] подчеркивает явно осадочную природу таких месторождений, тесную ассоциацию минерализованных осадков с вулканическими лавами и туфами, наличие вмещающих осадочных толщ известняков, что свидетельствует о мелководной

прибрежной их природе, а также неизменное присутствие углерода. Исходя из всех этих данных, Стентон приходит к выводу, что стратиформные рудные месторождения, вероятнее всего, формировались в лагунных депрессиях вулканических, видимо андезитовых, островных дуг. Предполагается, что углерод в стратиформных месторождениях отражает метаморфизм осадков с высоким содержанием органического вещества, присутствие которого в свою очередь было обусловлено мелководными условиями седиментации. В процессах формирования руд важную роль играла деятельность анаэробных сульфатредуцирующих бактерий (позднее этот вывод подвергся пересмотру, [32]). Полагают [33], что свинец стратиформных сульфидных месторождений по изотопному составу должен представлять собой продукт одностадийной эволюции в резервуаре бесконечно большого объема, т. е. точки его изотопных отношений должны ложиться на единую кривую эволюции с постоянным отношением U/Pb.

Рудная минерализация Красного моря явно осадочного генезиса. Предполагается вместе с тем связь ее с магматической деятельностью, а именно интрузивами основного состава [12]. В некоторых колонках осадков из района рассолоносных впадин встречены обломки базальтов [3], а предполагаемое расположение на очень небольшой глубине источника тепла может предвещать вулканическую деятельность. В осадках района в изобилии присутствует карбонатный материал, а берега южной половины Красного моря густо обрамлены коралловыми рифами [12]. Седиментация здесь происходит замедленно, хотя нормальные воды Красного моря содержат достаточное количество кислорода [21], однако сами рассолы находятся в резко восстановительном состоянии. Ранее уже отмечалось присутствие над рассолами анаэробных бактерий. Полагают [15], что в присутствии столь большого количества окисного железа не могло происходить восстановление сульфатной серы и что сульфидная сера была первичным компонентом рассолов.

Геологическая обстановка в рудоносных впадинах Красного моря соответствует данным Стентона о стратиформных сульфидных месторождениях. Даже кажущийся избыток ^{206}Pb и ^{208}Pb, выявившийся в красноморских осадках, наблюдается также и в рудах некоторых стратиформных месторождений. К числу таких месторождений относятся, например, Розбери в Тасмании и Холлс-Пик в Новом Южном Уэльсе, связанные с вулканогенными толщами. Абсолютный возраст этих двух месторождений, определенный свинцовым методом, значительно меньше, чем по геологическим данным, т. е. свинец в этих рудах имеет избыток изотопа ^{206}Pb. Кажущаяся величина отношения $^{238}U/^{204}Pb$ в рудах обоих месторождений составляет 8,93 (среднее по определениям с калибровкой по эталону), т. е. ниже крайних значений этого параметра, приведенных Канасевичем и Фаркваром [17]. Абсолютный «модельный» возраст месторождений 240 млн. лет. Можно предположить, что в Красном море могли формироваться более крупные рудные тела, чем встреченные до сих пор, хотя ситуация может быть затушевана одним или несколькими эпизодами метаморфизма.

Геологическая обстановка в Красном море несколько отличается от предположенной Стентоном для стратиформных месторождений. Здесь проявляется не вулканизм островных дуг, а магматическая деятельность, связанная с континентальным рифтообразованием. Вместо прибрежных лагун и рифов мы имеем дело с относительно глубоководной рифтовой долиной, отороченной двумя рифовыми поясами, параллельными береговым линиям. В северной половине Красного моря рифы вообще отсутствуют. Известковые осадки срединной долины — продукт локального аридного климата. Роль горячих насыщенных рассолов в качестве носителей металлов в недавнем прошлом еще была неясна. Как отмечал Стентон [31],

на стратиформных рудных месторождениях вулканические породы часто подвергались кремнеземистому метасоматозу. В рассолах Красного моря присутствует аномально повышенное количество кремнезема, часть которого осаждалась с металлами [21]. Поступление такого кремнезема в туфогенные осадки и последующий метаморфизм могут привести в конечном счете к формированию сильно обогащенных кремнеземом пород.

Таким образом, рифтовые долины — это еще один тип геологической обстановки, благоприятной для формирования стратиформных сульфидных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Изотопный состав свинца в минерализованных осадках впадины Атлантис II, с одной стороны, и в отложениях впадины Дискавери и за пределами рудоносных впадин, с другой стороны, явно различен.

2. Колебания изотопного состава свинца в пробах впадины Дискавери, вероятно, обусловлены загрязнением гомогенного свинца рудной минерализации примесью свинца, поступившего из чужеродного осадочного материала.

3. Гомогенный свинец рудной минерализации, возможно, также несколько загрязнен примесью, заимствованной из вмещающих пород в процессе просачивания сквозь них рассолов. Однако вариации такого рода практически не видны в серии произведенных определений, за исключением одной пробы из самого верхнего слоя осадка.

4. По изотопному составу свинец рудной минерализации можно отнести или к стратиформному типу по Стентону, или параллелизовать с продуктами современного вулканизма. Нельзя также полностью исключить и предположения о том, что изотопный состав свинца красноморской рудной минерализации отвечает среднему коровому для данного региона.

5. Некоторые условия формирования рудных отложений Красного моря хорошо увязываются с установленными Стентоном для стратиформных свинцоворудных месторождений. Изучение рудных осадков Красного моря свидетельствует, что при изучении древних рудных месторождений следует учитывать их вероятную приуроченность к относительно глубоководным участкам рифтовых зон и возможность растворения минералов в локальных горячих рассолах с последующим отложением из них рудных осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anderman G., Kemp J. W.*, Scattered x-rays as internal standards in «x-ray emission spectrometry, Analyt. Chem., **30**, 1306, 1958.
2. *Arriens P. A., Compston W.*, 1968.
3. *Chase R. L.*, Basalt from the axial trough of the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 122—128, 1969.
4. *Chow T. J., Patterson C. C.*, The occurrence and significance of lead isotopes in pelagic sediments, Geochim. et Cosmochim. Acta, **26**, 263, 1962.
5. *Compston W., Lovering J. F., Vernon M. J.*, The rubidium-strontium age of the Bishopville aubrite and its component enstatite and feldspar, Geochim. et Cosmochim. Acta, **29**, 1085, 1965.
6. *Cooper J. A., Richards J. R.*, Solid source lead isotope measurements and isotopic fractionation, Earth and Plan, Sci. Let., **1**, 58, 1966a.
7. *Cooper J. A., Richards J. R.*, Lead isotopes and volcanic magmas, Earth and Plan. Sci. Let., **1**, 259, 1966b.
8. *Craig H.*, Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea Geothermal Brines, Science, **154**, 1544, 1966.
9. *Delevaux M. H., Doe B. R., Brown G. F.*, Preliminary lead isotope investigations of brine from the Red Sea, galena from the Kingdom of Saudi Arabia, and galena from United Arab Republic (Egypt), Earth and Plan, Sci. Let., **3**, 139, 1967.
10. *Dietrich G., Krause G., Seibold E., Vollbrecht K.*, Reisebericht der Indischen Ozean Expedition mit dem Forschungsschiff Meteor 1964—1965, *in* Meteor Forschungsergebnisse, Gebrueder Borntraeger, Berlin, 1966.
11. *Doe B. R., Hedge C. E., White D. E.*, Preliminary investigation of the source of lead and strontium in deep geothermal brines underlying the Salton Sea geothermal area, Econ. Geol., **61**, 462, 1966.

12. *Drake C. L., Girdler R. W.*, A geophysical study of the Red Sea, Geophys. J. Roy, Astr. Soc., 8, 473, 1964.
13. *Eberhardt A., Delwiche R., Geiss J.*, Isotopic effects in single filament thermal ion sources, Zeit. f. Naturforsch., 19a, 736, 1964.
14. *Gevirtz J. L., Friedman G. M.*, Deep Sea carbonate sediments of the Red Sea and their implications on marine lithification, J. Sed. Pet., 36, 143, 1966.
15. *Hartmann M., Nielsen H.*, Sulfur isotopes in the hot brine and sediment of Atlantis II Deep (Red Sea), Marine Geol., 4, 305, 1966.
16. *Hunt J. M., Hays E. E., Degens E. T., Ross D. A.*, Red Sea: detailed survey of hot brine areas, Science, 156, 514, 1967.
17. *Kanasewich E. R., Farquhar R. M.*, Lead isotope ratios from the Cobalt-Noranda Area, Canada, Can. Journ. of Earth Sci., 2, 361, 1965.
18. *Knott S. T., Bunce E.*, Geophysical studies of the Red Sea north of latitude 17° N, Trans. Am. Geophys. Un., 46, 102, 1965.
19. *Knott S. T., Bunce E., Chase R. L.*, Red Sea seismic reflection studies, *in* The World Rift System, T. N. Irvine (ed.), Geol. Surv. of Can. Paper, 66—14, 33, 1966.
20. *Kollar F., Russell R. D., Ulrych T. J.*, Precision intercomparisons of lead isotope ratios, Broken Hill and Mount Isa, Nature, 187, 754, 1960.
21. *Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 30, 341, 1966.
22. *Murthy V. R., Compston W.*, Rb — Sr ages of chondrules and carbonaceous chondrites, Journ. Geophys. Res., 70, 5297, 1965.
23. *Murthy V. R., Patterson C. C.*, Primary isochrons of zero age for meteorites and the earth, J. Geophys. Res., 67, 1161, 1962.
24. *Ostic R. G., Russell R. D., Stanton R. L.*, Additional measurements of the isotopic composition of lead from stratiform deposits, Canad. J. of Earth Sci., 4, 245, 1967.
25. *Ross D. A., Degens E. T.*, Shipboard collection and preservation of sediment samples collected during Chain 61 from the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 363—367, 1969.
26. *Ross D. A., Hunt J. M.*, Third brine pool in the Red Sea, Nature, 213, 687, 1967.
27. *Russell R. D.*, Some recent researches on lead isotope abundances, in Earth Science and Meteoritics, J. Geiss and E. D. Goldberg (eds.), North Holland Publishing Company, Amsterdam, 33, 1963.
28. *Russell R. D., Farquhar R. M.*, Lead Isotopes in Geology, Interscience, New York, 1960.
29. *Said R.*, Organic origin of some calcareous sediments from the Red Sea, Science, 113, 517, 1951.
30. *Sinclair A. J., Walcott R. I.*, The significance of Th/U ratios calculated from West Central New Mexico multistage lead data, Earth and Planetary Science Letters, 1, 38, 1966.
31. *Stanton R. L.*, General features of the conformable «Pyritic» orebodies, Canad. Min. and Met. Bull., 63, 22, 1960.
32. *Stanton R. L., Rafter T. A.*, The isotopic constitution of sulfur in some Stratiform Lead Zinc Sulfide Ores, Mineralium Deposita, 1, 16, 1966.
33. *Stanto R. L., Russell R. D.*, Anomalous leads and the emplacement of lead sulfide ores, Econ. Geol., 54, 588, 1959.
34. *Tilton G. R., Steiger R. H.*, Lead isotopes and the age of the earth, Science, 150, 1805, 1965.
35. *Watson S. W., Waterbury J. B.*, The sterile hot brines of the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 272—281, 1969.
36. *White D. E., Anderson E. J., Grubbs D. K.*, Geothermal brine well, mile deep drill hole may tap ore bearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism, Science, 139, 919, 1963.
37. *Wilson H. D. B.*, Volcanism and ore deposits in the Canadian Archaean, Proc. Geol. Assoc. Canada, 18, 11, 1967.

ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРАСНОГО МОРЯ

Дж. Бишофф

Вудс-Холский океанографический институт, Вудс-Хол, Массачусетс

Ф. Мангейм

Геологическая служба США, Вудс-Хол, Массачусетс

ВВЕДЕНИЕ

Рудоносные осадки впадины Атлантис II уже экономически оценивались в 1,5 млрд. долларов. В связи с этой оценкой вопросы промышленного значения рудных осадков Красного моря привлекают непрерывное внимание. В настоящее время эту проблему можно рассмотреть с использованием вновь полученных данных. Результаты 55 новых полных химических анализов и изучение минерального состава [1] позволяют более точно оценить потенциальное значение рудных осадков изученного района.

Авторы подсчитали средние содержания металлов в трех главных осадочных фациях отложений рассолоносных впадин, показанных на поперечном разрезе района (см. фиг. 2 на стр. 169). Полученные средние содержания были сопоставлены с площадями распространения осадков на батиметрической карте (см. фиг. 1 на стр. 158), которая в свою очередь представляет собой несколько видоизмененный вариант более ранней карты [5]. Оценка мощностей фаций приводится в табл. 2.

Достоверность произведенной промышленной оценки ограничивается несколькими положениями:

1. Пробоотборники проникали в металлоносные осадки лишь на глубину порядка 9 м, хотя ряд фактов позволяет считать, что рудные осад-

Таблица 1

Контрольные анализы проб рудных осадков впадины Атлантис II (в пересчете на твердое воздушно-сухое вещество, вес.%)

Компоненты	Сульфидная фация, фракция 2—62 мкм пробы 127Р-610			Гётитовая фация [1], фракция 2—62 мкм пробы 84К-350	
	A	B	C	B	C
$Fe_2O_{3(общ)}$	17,0	17	17,3	85	85,1
$Mn_3O_{4(общ)}$	0,53	0,56	0,52	$<0,3$	0,38
ZnO	21,2	21,0	21,5	0,08	0,11
CuO	3,5	3,7	3,34	0,45	0,48
PbO	0,17	0,27	0,1 [2]	0,07	0,001 [2]
AgO	0,017	0,016	0,005 [2]	$<0,001$	$<0,0001$ [2]
MoO_3	0,10		0,07 [2]		0,4 [2]

A. Анализ Ф. Мангейма. Содержания Cu и Zn определяли на эмиссионном спектрометре модели Джеррелл-Эш по методике с использованием раствора. Остальные элементы определяли в твердых навесках проб, сплавленных с боратом лития, по несколько измененной Мангеймом [8] методике из работы [7].

B Анализ Дж. Бишоффа [1]. Zn определяли методом атомно-абсорбционной спектрометрии. Mn_3O_4 определяли по двум методикам — атомно-абсорбционной спектрометрии и оптической эмиссионной спектрометрии (из твердой навески). Другие определения проводили, как описано для колонки A.

C. Анализ произведен в лаборатории «Бетлегем-стил-корпорейшн».

[1] Проба из обогащенного гематитом прослоя в осадках гётитовой фации.

[2] Полуколичественные определения. Вероятная точность колеблется в пределах одного порядка (фактор 10).

ки имеют значительно большую мощность. Таким образом, подсчитанные нами запасы металлов характеризуют лишь верхние 10 м рудных осадков и в дальнейшем подлежат пересмотру, в особенности во впадине Атлантис II. Содержание металлов в осадках на глубине ниже 10 м пока неизвестно.

2. Условия залегания, минеральный состав и физико-механические свойства рудных осадков Красного моря совершенно уникальны и требуют разработки новых методов эксплуатации и металлургического передела. Мы не пытаемся здесь рассматривать методы эксплуатации и переработки руд Красного моря и не можем привести сколько-нибудь достоверной оценки стоимости и извлекаемости металлов. Осуществимость извлечения металлов еще следует доказать экспериментально.

3. Мы попытались обеспечить должную точность данных по химическому составу руд (табл. 1), тем не менее остаются некоторые возможности ошибок в определениях средних содержаний. Такие ошибки могут быть связаны с несистематическим отбором проб, возможным завышением сортности руд в связи с отбором проб из наиболее чистых слоев и с подразделением рудоносной толщи на три условных рудных тела (три фации), которые интерполированы между колонками осадков исходя из предположения об однородности распределения компонентов, а также из некоторых других субъективных оценок. В настоящее время трудно определить возможную величину ошибок, связанных с перечисленными положениями. Однако эти ошибки при более полном и систематическом опробовании могут приобрести чисто академическое значение. Справедливость нашего допущения о непрерывности распространения фаций между отобранными колонками осадков может вызывать особенные сомнения применительно к сульфидным осадкам (см. фиг. 2, стр. 169). Как можно видеть, с осадками этой фации связано около 60% запасов металлов. Вместе с тем в двух колонках из шести отобранных во впадине Атлантис II осадки сульфидной фации отсутствуют. В колонке 127Р мощность отложений сульфидной фации составляет 174 см.

Как это уже освещалось в печати [12], в качестве потенциального промышленного источника металлов наряду с рудами в некоторых случаях можно рассматривать и рудоносные рассолы. Уже известные данные о составе рассолов впадины Атлантис II [10] свидетельствуют о повышенных концентрациях в них цинка, меди, железа и марганца.

СОДЕРЖАНИЕ И ЗАПАСЫ МЕТАЛЛОВ

При оценке состава рудных осадков было принято, что три фации образуют непрерывные слои в разрезе осадков впадины Атлантис II. Эти фации были выделены на разрезе, построенном по ломаной линии (см. фиг. 1 на стр. 158), для них приняты следующие средние мощности: железисто-монтмориллонитовая — 1 м, гётитовая — 3,5 м и сульфидная — 1 м. Для каждой из фаций во всех колонках осадков по имеющимся химическим анализам вычислялся средний химический состав. В нескольких случаях состав вычислялся как средневзвешенный, что лучше отражало средний состав осадков, особенно в тех случаях, когда пробы отбирались несистематически. В табл. 2 приведены средние содержания металлов в осадках отдельных фаций по всем колонкам. Здесь же приведены значения стандартных отклонений от среднего.

Объем осадков всех фаций был получен умножением их средних мощностей (табл. 2) на их площадь на глубине 2000 м (впадина Атлантис II — 56 млн. м^2, впадина Дискавери — 11 млн. м^2). Площади определялись по контуру соответствующей изобаты на карте Росса и др. [11]. Для каждой фации было вычислено среднее содержание твердого осадка исходя из среднего содержания илового рассола, его удельного веса (1,20), а также среднего удельного

Таблица 2

Средний состав осадков впадин Атлантис II и Дискавери (вес.%)

Компоненты	Впадина Атлантис II			Впадина Дискавери
	Гётитовая фация	Fe-монтмориллонитовая фация	Сульфидная фация	Обломочно-гётитовая фация
$Fe_2O_{3(общ.)}$	49 (8,7)	35 (2)	33 (10)	20
$Mn_3O_{4(общ.)}$	2,8 (2,1)	2 (2)	1,3 (0,8)	1
ZnO	1,0 (0,9)	4,7 (3)	11,1 (4)	0,15
Cu	0,5 (0,5)	0,7 (0,4)	4,6 (3)	0,05
PbO	0,1 (0,1)	0,1 (0,1)	0,2 (0,2)	0,03
AgO	0,0033 (0,0015)	0,0062 (0,005)	0,013 (0,008)	$<0,001$
Au	0,00003 (0,00006)	0,00006	0,00013	
Содержание рассола, %	84 (4)	92 (2)	75 (15)	68
Площадь, м²	$56 \cdot 10^6$	$56 \cdot 10^6$	$56 \cdot 10^6$	$11 \cdot 10^6$
Мощность, м	3,5	4	1	~ 10
Объем, м³	$196 \cdot 10^6$	$224 \cdot 10^6$	$56 \cdot 10^6$	$110 \cdot 10^6$
Удельный вес (влажный осадок)	1,33	1,26	1,39	1,49
Вес твердого вещества	$42 \cdot 10^6$	$22 \cdot 10^6$	$19 \cdot 10^6$	$52 \cdot 10^6$

Общие запасы твердого рудного вещества во впадине Атлантис II $83 \cdot 10^6$ т.
Общий объем рудных осадков впадины Атлантис II $48 \cdot 10^7$ м³.

В скобках приведены стандартные отклонения от средних содержаний в отдельных колонках осадков. Содержания Au приведены исходя из отношения Ag/Au = 100, часто наблюдающегося в осадочных сульфидных месторождениях. В одной пробе осадков Красного моря, в которой Au определялось методом нейтронной активации, было установлено отношение Ag/Au = 80 (анализ вашингтонской лаборатории Геологической службы США). Все анализы заимствованы из работы Бишоффа [1]. Содержание компонентов приводится в пересчете на твердое вещество воздушно-сухого осадка.

Таблица 3

Общая стоимость металлов в верхнем слое (10 м) рудных осадков впадины Атлантис II

Металлы	Цена, долл./т	Гётитовая фация		Фация Fe-силикатов		Сульфидная фация		Рудные осадки в целом		Общая стоимость долл.×10⁷
		Вес, т	Стоимость, долл.×10⁷	Вес, т	Стоимость, долл.×10⁷	Вес, т	Стоимость, долл.×10⁷	Среднее содержание, %	Вес, т	
Fe		$143 \cdot 10^5$		$55 \cdot 10^5$		$45 \cdot 10^5$		29	$243 \cdot 10^5$	
Zn	300	$3,3 \cdot 10^5$	9,9	$8,4 \cdot 10^5$	25,2	$16,9 \cdot 10^5$	50,7	3,4	$29 \cdot 10^5$	86
Cu	1 200	$2,1 \cdot 10^5$	25,2	$1,3 \cdot 10^5$	15,6	$7,2 \cdot 10^5$	85,3	1,3	$10,6 \cdot 10^5$	127
Pb	300	$0,3 \cdot 10^5$	0,9	$0,2 \cdot 10^5$	0,6	$0,3 \cdot 10^5$	0,9	0,1	$0,8 \cdot 10^5$	2
Ag	62 400	$12 \cdot 10^2$	7,5	$11,9 \cdot 10^2$	7,4	$21 \cdot 10^2$	13,1	0,0054	$45 \cdot 10^2$	28
Au	$1,2 \cdot 10^6$	12	1,3	11,9	1,4	21	2,3	0,5 млн⁻¹	45	5
Всего			44,8		50,2		152,3			248

Цены на металлы заимствованы из декабрьского (1967) номера журнала «Engineering and mining journal». Стоимость металлов в 1 т твердого рудного вещества 30 долл.; стоимость металлов в 1 м³ осадка на месте его залегания 5,2 долл.

веса твердого вещества, определенного пикнометром по 10 представительным пробам (фация железистого монтмориллонита — 3,1; гётитовая фация — 3,1; сульфидная фация 2,7). Приведем в качестве примера расчет для сульфидного слоя:

$$\text{Объем} = \text{площадь} \times \text{мощность} =$$
$$= 56 \times 10^6\ \text{м}^2 \times 1\ \text{м} = 56 \times 10^6\ \text{м}^3.$$

Удельный вес осадка в естественном залегании =

$$= \frac{1}{\text{объем рассола} + \text{объем осадка}} =$$
$$= \frac{1}{\frac{\text{рассол, вес. \%}}{\text{уд. вес рассола}} + \frac{\text{осадок, вес. \%}}{\text{уд. вес осадка}}} =$$
$$= \frac{1}{\frac{75}{1{,}20 \cdot 100} + \frac{25}{2{,}7 \cdot 100}} = 1{,}39.$$

Вес сухой руды

$$= \text{объем} \times \text{уд. вес (естеств.)} \times \text{вес. \% осадка} =$$
$$= 56 \times 1{,}39 \times 0{,}25 = 19{,}4 \times 10^6.$$

О СТОИМОСТИ РУДНЫХ ОСАДКОВ ВПАДИНЫ АТЛАНТИС II

По данным табл. 2 можно вычислить запасы отдельных металлов в трех рудных фациях осадков впадины Атлантис II. В табл. 3 приводится оценка стоимости этих запасов металлов с использованием типичных цен на металлы в США, существовавших в 1967 г. с некоторыми поправками на последующее увеличение стоимости меди и серебра. Ниже рассмотрены ограничения для такого типа оценки. Главный вывод, возникающий при ознакомлении с данными табл. 3, заключается в том, что сульфидная зона, несмотря на мощность всего лишь в 1 м, представляет бóльшую ценность, чем две другие рудные фации, вместе взятые. По стоимости металлы в рудах располагаются в следующий ряд: медь, цинк, серебро, золото и свинец. Стоимость других микроэлементов, вероятно, лишь в незначительной степени увеличит общую стоимость руды. Полуколичественные и количественные определения в красноморских рудах показали следующие содержания некоторых микроэлементов (%): олово около 0,005, кадмий 0,03, кобальт и никель 0,03, мышьяк от 0,01 до 0,05, германий менее 0,005, висмут, индий и ртуть менее 0,01.

Железо и марганец обычно не извлекаются из полиметаллических руд, близких к красноморским осадкам, в связи с чрезмерно высокой стоимостью их сепарации.

Цены на металлы взяты из журнала «Engineering and mining journal» (декабрь 1967 г.). Эти цены могут значительно меняться, как это имело место в недавном прошлом при повышении цен на серебро в США. Мы понимаем недостаточную надежность приведенных оценок, основанных на общем содержании металлов в сырой руде, которая может оказаться неконкурентоспособной по той или иной причине. В качестве примера, поясняющего эту мысль, можно вспомнить об обычных глинистых сланцах или даже почвах, в которых железо, алюминий и титан присутствуют в астрономических количествах. Однако ясно, что действительная стоимость этих металлов в данном случае определяется возможностью их рентабельной разработки. Такого рода соображения полностью относятся и к рудным осадкам Красного моря. Поскольку, однако, на данной стадии любые определения экономического потенциала красноморских рудоносных осадков представляются чисто умозрительными, мы полагаем, что правильнее все-таки исходить из цен на товарные металлы, имея при этом в виду, что на многих сульфидных и полиметаллических месторождениях при эксплуатации имеет место высокий процент извлечения металлов, установленных при опробовании.

Брукс [3] указал на еще одну сложность в оценке промышленного значения новых типов руд в процессе дискуссии с Меро [9] о марганцевых нодулях морского дна. Он отметил,

что потенциальный приток на рынок кобальта и никеля, извлекаемых из марганцевых конкреций, должен привести к сильному падению цен на эти металлы, в связи с чем оценки Меро, основанные на текущих ценах, представляются слишком оптимистическими. Однако существующие в настоящее время данные о рудных осадках Красного моря пока еще не позволяют вести рассмотрение проблемы на подобном уровне.

Распространение рудных осадков на глубину. Сейсмические исследования по методу отраженных волн позволяют предполагать, что местами в рассолоносных впадинах осадки имеют мощность около 20 м [11], а в отдельных случаях до 100 м. Гётитовые осадки, связанные с рассолами, широко распространены за пределами впадины Атлантис II. Содержание полиметаллов в этих осадках значительно ниже, чем внутри глубоководных впадин, но тем не менее остается аномально высоким. В колонке 118К, отобранной приблизительно в 9,5 км от впадины Атлантис II, гётитовый осадок обнаружен в слое, для которого радиоуглеродным методом установлен абсолютный возраст около 20 тыс. лет [6]. Вместе с тем абсолютный возраст слоев в нижней части наиболее длинных колонок осадков, взятых во впадине Атлантис II, оказался не более 12 тыс. лет [6]. Обнаружение древних гётитовых осадков позволяет предполагать, что рудоотложение в районе происходило в течение периода, по крайней мере в два раза более продолжительного по сравнению с отрезком времени, соответствующим колонкам осадков впадины Атлантис II.

В самой нижней части колонки 127Р в изобилии присутствует обломочный материал. Этот факт не обязательно следует считать как довод в пользу отсутствия рудоносных осадков на глубине, поскольку, например, в колонке 128Р прослои обломочного материала присутствуют внутри осадков с высоким содержанием рудных компонентов.

Наконец, следует иметь в виду, что по особенностям распределения минералов и химизму осадков рассолоносных впадин как будто намечаются локальные участки, через которые происходила и, вероятно, происходит в настоящее время разгрузка рудоносных рассолов. В таких участках может происходить обогащение осадков гипергенного типа с замещением таких более электроотрицательных элементов, как железо и цинк, в сульфидах медью и серебром, поступающими с рассолами. Возможно, именно такого рода явлению обязано местное повышение отношения Cu/Zn на станции 84К, расположенной близ предполагаемой зоны разгрузки рассолов [2].

Содержание рудных компонентов в осадках глубоководных впадин Красного моря, несомненно, позволило бы приступить к эксплуатации этих месторождений, если бы они были расположены на суше. Таким образом, если удастся найти рентабельные способы извлечения из этих руд полезных компонентов, они приобретут промышленное значение, особенно в связи с тем, что имеются значительные перспективы дальнейшего прироста запасов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bischoff J. L.*, Red Sea geothermal brine deposits: their mineralogy, chemistry, and genesis, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 368—401, 1969a.
2. *Bischoff J. L.*, Goethite-Hematite stability relations with relevance to sea water and the Red Sea brine environment, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New Inc., 402—406, 1969b.
3. *Brooks D. B.*, Low Grade and Non-Conventional Sources of Manganese, Johns Hopkins Press, Baltimore, 123 p., 1966.
4. *Degens E. T.*, *Ross D. A.*, Hot brines and heavy metals in the Red Sea, Oceanus, 13, 24, 1967.
5. *Hunt J. M.*, *Hays E. E.*, *Degens E. T.*, *Ross D. A.*, Red Sea: detailed survey of hot brine areas, Science, 156, 514, 1967.

6. *Ku T. L., Thurber D. L., Mathieu G.*, Radiocarbon chronology of Red Sea sediments, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 348—359, 1969.
7. *Landergren S., Muld W., Benita R.*, Analytical methods, Landergren Sture, On the Geochemistry of Deep Sea Sediments, Reports of the Swedish Deep Sea Expedition, 10, Special Invest. № 5, 148, 1964.
8. *Manheim F. T.*, 1968.
9. *Mero J. L.*, The Mineral Resources of the Sea, Elsevier, Amsterdam, 312 p., 1965.
10. *Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathaway J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington R., Jokela A.*, Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea, Geochim. et Cosmochim. Acta, 30, 341, 1966.
11. *Ross D. A., Hays E. E., Allstrom F. C.*, Bathymetry and continuous seismic profiles of the hot brine region of the Red Sea, *in* Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, E. T. Degens and D. A. Ross (eds.), Springer-Verlag New York Inc., 82—97, 1969.
12. *White D. E.*, Environments of generation of some base metal ore deposits, Econ., Geol., 1968.

Абсолютный возраст 21, 275
— — рассолов 134
Адвекционный поток 123
Адвекция 122
Аденские вулканиты 30
— — пояс 35
Аденская вулканическая фаза 30
Аденский рифт 35
Азот 103, 104, 149—155
«Альбатрос», научно-исследовательское судно 7
Аморфные гидроокислы железа 185
Ангидрит 187, 229, 230, 231, 244, 248, 252
Аравийский блок 8
— выступ 32
— щит 31
Аргон 149—155, 103, 104
«Атлантис», научно-исследовательское судно 7
«Атлантис II», научно-исследовательское судно 7, 54, 58, 229
Атомно-абсорбционный анализ 199
Афарская депрессия 30, 35

Байир, поднятие 32
Байир-эль-Хубра, поднятие 35
Бактерии анаэробные 266
— сульфатредуцирующие 237, 266
Баланс железа 125
— марганца 128
Баланс хлора 124
Барит 176, 189, 231, 248
Бияд, формация 34
Бромиды 71
Бумеранг, пробоотборник 259, 266

Вади-Сирхан, бассейн 35
— — впадина 32
Вади-Хадрамаут-Джиз, синеклиза 31
Вазия-Арума, формация 34
Вариации уровня моря 118
Вест-Бей, соляные купола 107
Види, бассейн 35
Види-Месопотамская впадина 32, 35
«Вима», научно-исследовательское судно 22
Висмут 274
Воды интерстиционные 76, 78, 91, 92, 110, 114, 115
Возраст радиоуглеродный движущейся системы 132
Восстановительный потенциал 18
Восточно-Африканская рифтовая зона 9, 31
Вудраффит 178

Галенит, стандарт ИВС1 из Брокен-Хилла 259, 264, 265
Галит 177
Гематит 186
Генезис рассолов 93
Геохрона метеоритная 264
Геохрона нулевая 264
Германий 274
Гётит 185, 186
Гётитовый осадок 275
Гидростатического напора градиент 153
Гипс 231, 244
Globigerinoides ruber 19
— *sacculifer* 19
Грабен залив Акаба — Мертвое море 9
Гравиметрическая съемка 11
Гравитационные аномалии 26
Гранит G1 стандарт 197, 259
Грейгит 229
Гроутит 178

Данакильский горст 29
Денитрификация аммиака 18
Disulfovibrio sp. 238, 248
Джафр, впадина 31, 35
Джафр-Тайма, депрессия 35
Джебель-Синьер 31
«Джемини», управляемый спутник 8
Джерелл-Эш, спектрометр 271
Джоплин, месторождение 23
Диабаз W1 стандарт 197, 259
Динофлагеллаты 20
Дискавери, впадина, рассолы 73
«Дискавери», научно-исследовательское судно 7, 62, 63, 144
Диффузионный поток 124
Доломит 173, 179
Дуфар, поднятие 34

Железо 71, 72, 124—127, 274

«Зефирус», научно-исследовательское судно 100, 103, 134
Зонд, электронный термический телеметрический 65, 66
Зондирование акустическое 50

Изотопное смещение 101
Изотопный состав водорода 16, 101, 135
— — воды 100, 102, 116, 117, 119, 137
— — кислорода 16, 101, 135
— — паров воды 119
— — рассолов 101
— — свинца 22, 108, 157—269

— — серы 17, 109, 229—255
— — стронция 23, 108, 143—147
— — сульфида 115
— — углерода 126, 133, 136, 151
Иллит 180
Индий 274
Ионообменные колонки 142
Источник рассолов 154—155

Кадмий 244, 252, 274
Кальцит магнезиальный 179
Кансай, месторождение 249
Карле, микрокатарометр 151
Кастен, пробоотборник 21, 157, 174
Катионов определение 71
Катионообменная смола 142
Квазиокеаническая кора 35
Кислоты карбоновые 249
Кобальт 72, 244, 252, 254, 274
Кокколитофоры 19
Кокколиты 173
Комплементарность береговых линий 8
Конвекционный поток 123, 124
Концентрации первичного рассола 98
Коралловые рифы 9, 13
Коэффициент концентрации 105, 109
— обогащения лития 116
— фракционирования 244, 246, 248, 249
— — изотопов углерода 126, 133
Крейга и Гордона уравнение 119
Кремнезем 71
Круговорот железа 127, 137
— марганца 128, 137

Левантская зона разломов 32, 35
Леко, прибор 214
Лендергрена методика 159
Лепидокрокит 186
Лимонит 178, 186
Линейные вариации концентраций 97

Магерсум, формация 254
Магнитные аномалии 26, 29
Магнитных аномалий осевой пояс 10, 11, 12
Манганит 188
Манганосидерит 187
Марганец 71, 72, 127—132, 244, 252, 274
Марказит 229
Медь 244, 252
Мембранная фильтрация 115, 116, 137
Мера отклонения от стандарта 100
Метан 17
«Метеор», научно-исследовательское судно 259, 261, 266
Механизм концентрирования солей в рассолах 105
Модель динамического равновесия 111, 121—132
— застойного состояния рассолов 132
— одномерная диффузионная 111
Молекулярная диффузия 122, 123
Молекулярное сито 151
Молибден 244, 245
Монтмориллонит 186
Мохоровичича раздел 12
Мощность слоя рассолов 149
Мукалла, поднятие 34

— формация 34
Мышьяк 244, 246, 253, 274

Нансена бутыль 65, 151
Нафуд, бассейн 31
Неокупроин 199
Никель 244, 254, 274
«Нимбус», метеорологический спутник 8
Норелко рентгенодифрактометр 230
Нубийский щит 36
Нискина бутыль 132, 133
— пробоотборник 71, 76, 151
«Нуклайд-корпорейшн», масс-спектрометр 142

Океаническая вода, средний стандарт (*SMOW*) 100, 109, 120
«Океанограф», научно-исследовательское судно 7
Олово 274
Органическое вещество растворенное 18
«Орион», электрод 199, 215
Орсата, методика 214
Осаждение сульфидов 188

Пальмирский свод 31
Перкин-Элмер спектрофотометр 77, 230
Пиггибек, пробоотборник 149
Пингер придонный 50
Пирит 229, 230, 235, 244, 245
Пирротин 229
Полярность магнитного поля Земли 11
Пробоотборник поршневой 157
Происхождение воды 100
Происхождение термальных растворов 92
Процессы седиментации 185
Птероподы 19, 21, 173, 243

Радиолярии 19
Радиоуглерод 133—136
Раздвигание континентальной коры 8, 9
— морского дна 10, 11, 13, 36
Рас-эн-Накб, эскарп 31, 35
Релеевский процесс 111, 133
Рифт 44, 52, 53
Родохрозит 177
Розбери, месторождение 268
Ртуть 274
Рутба-Сакака, свод 31, 32, 34
Руб-эль-Хали, впадина 34
— моноклиналь 31

Сеченова зависимость 152
Свинец 72, 244, 252
— высокотемпературный 261
— осадочный 261
Северо-Хадрамаутский свод 31
Сейсмический профиль 40, 48
Селен 244, 246, 253
Сера элементарная 236, 239, 240, 243
Серебро 244
Сидерит 177
Синайско-Палестинская система складок 31
Сквиббса воронки 149
Скорость прохождения звуковых волн 66
— седиментации 21

Соленость 57
— весовая 57
— общая 149
— первичной воды 155
— рассолов 58
— современная 155
— среднегодовая 102
Соли сконцентрировавшиеся 106
— удаленные 106
Солтон-Си, рассолы 92, 93, 254, 267
Соляные купола 96, 117
Соотношение изотопного состава и солености вод 102
Спектрограф типа ИГЛ 194
Спектрофотометр модель ДИ 199
Срединный массив 8
Средний стандарт океанической воды 100, 109
Стандарт изотопный PD B-1 151
Стратифицированность осадков 92
Стратиформные месторождения 253, 268
Структура термическая 65
Сульфат-ион 71
Суэцкий грабен 36
Сфалерит 176, 229, 230, 235, 243, 244

«Текстрон», прибор 200, 215
Теллур 244
Тепловой поток 12
Термический градиент 123
Термометр опрокидывающийся 65
Тетис, геосинклиналь 31
Тимбалир-Бей, соляные купола 107
«Тирос», метеорологический спутник 8
Тодорокит 178
Торос-Загрос, альпийский пояс 31
Трапповая серия верхнего мела 30
Троилит 230
Турбулентное движение рассолов 122, 123
Thiobacillus sp. 238

Удельный вес осадка 274
Уотсона — Уотербери модель 111

Фации осадков 21, 271, 272
Фация ангидритовая 22, 177
— гётита и аморфных окислов железа 22
— гётитовая 272, 273, 274
— железисто-монтмориллонитовая 22, 173, 272, 273, 274
— Fe-силикатов 273
— манганитовая 22, 178
— манганосидеритовая 22, 177
— обломочная 22, 173
— обломочно-гётитовая 273
— сидеритовая 177
— сульфидная 22, 176, 272, 273, 274
Фенантролин 199
Фораминиферы 19, 21, 173
Фракционирование изотопов серы 112, 113
— — стронция 147
Фтор 71

Хаильский свод 31, 34
Халькопирит 176, 229, 230, 235, 244, 248
Хермон 31
Химизм рассолов 96
Хлор 72
Хлоридность 97, 101, 122
Хлориды 71
Хлорит 179
Холлс-Пик, месторождение 268
Хортона формула 66

Центрально-Аравийский свод 31, 32
Цикл сульфидоотложения 114
Цинк 244

Чейн, впадина, рассолы 74
«Чейн», научно-исследовательское судно 7, 9, 21, 22, 39, 41, 54, 58, 62, 63, 65, 68, 74, 122, 127, 149, 238
Челекен, полуостров, геотермальная система 157
Челекен, полуостров, рассолы 189

«Шейтельграбен» 31
Шлейхера-Бредшоу, салинометр 55

Щитовые вулканы 30

Южно-Хадрамаутский свод 31
Южный порог Красного моря 116, 117, 118, 120, 121

Эвапоритовая толща 117
Эволюции рудного свинца кривая 261, 264
Этан 17

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

К. Эмери, Дж. Хант, Э. Хейс. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря 7

П. Бурек. Влияние процессов раздвигания морского дна в Аденском заливе и Красном море на структуру Аравийского щита 26

Д. Росс, Э. Хейс, Ф. Оллстром. Батиметрия и сейсмические профили района современной гидротермальной деятельности в Красном море 38

П. Брюер, К. Денсмор, Р. Манс, Р. Стенли. Гидрография термальных рассолов Красного моря. 54

Д. Росс. Распределение температур в различных слоях рассолов Красного моря 65

П. Брюер, Д. Спенсер. Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря. 70

Р. Брукс, И. Каплан, М. Питерсон. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря 76

Х. Крейг. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря . . . 96

Г. Фор, Л. Джонс. Изотопный состав стронция в рассолах Красного моря . . . 141

Р. Вейсс. Растворенные аргон, азот и общая карбонатность в рассолах Красного моря. 149

Дж. Бишофф. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис) 157

Р. Хендрикс, Ф. Рейсбик, Э. Махаффи, Д. Робертс, М. Питерсон. Химический состав осадков и иловых вод из впадин Атлантис II, Дискавери и Чейн 194

И. Каплан, Р. Сунни, А. Ниссенбаум. Изотопы серы в геотермальных рассолах и осадках Красного моря 229

Дж. Купер, Дж. Ричардс. Изотопы свинца в осадках впадин Атлантис II и Дискавери 257

Дж. Бишофф, Ф. Мангейм. Промышленное значение рудных месторождений Красного моря. 271

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»
т. 56

СОВРЕМЕННОЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ РУДООТЛОЖЕНИЕ

Редактор В. С. Краснова
Художник А. Д. Смеляков
Художественный редактор Ю. С. Урманчеев
Технический редактор Н. А. Иовлева
Корректор Л. Д. Панова

Сдано в набор 27/VIII 1973 г.
Подписано к печати 14/I 1974 г.
Бумага тип. № 1 70×108¹/₁₆ 8,75 бум. л.
24,5 печ. л., Уч.-изд. л. 27,42 Изд. № 5/6931
Цена 2 р. 92 к. Зак. 01177

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Ордена Трудового Красного знамени Московская типография № 7 «Искра революции» Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.

Москва, К-1, Трехпрудный пер., 9

959